Minéralisations plombo–zincifères de la région de Dunham en Estrie

Marc Boucher

ET 85–12

1986

Québec

88-03617/

Minéralisations plombo–zincifères de la région de Dunham en Estrie

Marc Boucher

ET 85–12

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-09-02
Accepté pour publication le 86-03-19

Lecteur critique
J. Brun

Éditeur
Géo-textes

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal – 4e trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-550-12968-7
© Gouvernement du Québec, 1986

Table des matières

Page

RÉSUMÉ 1

GÉNÉRALITÉS 3

Introduction 3
Situation géographique, étendue et accès 3
Travaux antérieurs 5
Travaux effectués 6
Remerciements 8

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 9

Zones tectono-stratigraphiques 9
Le Groupe d'Oak Hill dans le contexte de la Zone de Humber 9
Sommaire de l'évolution tectonique des Appalaches 10
Paléotectonique du Groupe d'Oak Hill 11

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DUNHAM 15

Relations stratigraphiques 15
Lithologies 15
Formation de Cheshire (Charbonneau, 1980a) 15
Formation de Dunham (Clark, 1936) 17
Faciès Da (Boucher, 1984a) 18
Faciès Db (Boucher, 1984a) 20
Faciès Dc (Boucher, 1984a) 21
Calcaire micritique (Boucher, 1985) 23
Marbre (Boucher, 1985) 23
Formation de Sweetsburg (Clark, 1936; Charbonneau, 1980a) 24
Faciès d'Oak Hill (Oak) 25
Faciès de Scottsmore (Scs) 25
Faciès d'ardoise rubanée (Swe) 26
Commentaires sur la dolomitisation des sédiments 27
Tectonique 27
Tectonique souple 27
Tectonique cassante 28
Métamorphisme 29

GÎTOLOGIE DES INDICES DE PLOMB-ZINC 31

Localisation et position stratigraphique 31
Caractéristiques externes 33

Morphologie 33
Relations entre la minéralisation et les déformations tectoniques 33
Caractéristiques internes 34
Les sulfures 34
La gangue 36
Séquence paragénétique 37
Étude des inclusions fluides présentes dans la minéralisation 38
Étude des isotopes du soufre présents dans la minéralisation 41

DISCUSSION 45

Métallogénie du plomb et du zinc de la région de Dunham 45
Association plomb-zinc 45
Répartition des corps minéralisés 45
Relation Appalaches — Basses-Terres du Saint-Laurent 46
Hypothèse sur la genèse des minéralisations 48
Modèle génétique proposé 49
Source des métaux 49
Transport des métaux 50
Mode de mise en place de la minéralisation 50
Méthodes d'exploration utilisées 50
Géophysique 50
Lithogéochimie 51
Métallotectes liés à la minéralisation 53

CONCLUSION 57

RÉFÉRENCES 59

ANNEXE I 63

Résultats des analyses lithogéochimiques d'échantillons provenant des zones minéralisées 63

ANNEXE II 69

Résultats des analyses relatives à la géochimie du sol 69

CARTES GÉOLOGIQUES

Métallogénie de la région de Dunham, feuillet nord, carte n° 2034 A à l'échelle de 1:10 000e ..... hors texte
Métallogénie de la région de Dunham, feuillet sud, carte n° 2034 B à l'échelle de 1:10 000e ..... hors texte
Métallogénie de la zone de Meigs-Corners, carte n° 2034 C à l'échelle de 1:1 000e ..... hors texte
Métallogénie de la zone du verger Tougas, carte n° 2034 D à l'échelle de 1:1 000e ..... hors texte

RÉSUMÉ

Le présent rapport traite principalement d'indices minéralisés en galène et en sphalérite présents dans la Formation de Dunham (Groupe d'Oak Hill) des Appalaches, en Estrie. Les faciès dolomitiques de cette formation, en particulier le faciès Dc, incluent différents types de brèches qui constituent le piège des métaux. Ces minéralisations plombo-zincifères, à caractère stratoïde, s'étendent de façon discontinue sur plus de 12 km.

Les textures et structures observées en lames minces ou en sections polies (principalement de remplissage) confirment que la minéralisation a une origine épigénétique. Elle serait toutefois anté-tectonique.

Une étude des inclusions fluides démontre qu'une solution saline (10% du poids en NaCl) de basse température ($\simeq$116°C) est responsable de la minéralisation. De plus, l'analyse des isotopes du soufre permet de croire que cet élément proviendrait d'une activité bactériologique.

Les travaux effectués suggèrent aussi que les gîtes et les indices de Dunham sont du type «Appalachian Zinc-Lead», tout comme certains gisements qu'on retrouve au Tennessee et en Virginie. D'ailleurs, ils font partie de la même bande plombo-zincifère appalachienne.

Généralités

Introduction

Le présent rapport a pour objet l'étude de la gîtologie et de la métallogénie d'indices plombo-zincifères présents dans une formation dolomitique des Appalaches, en Estrie. L'étude de ces indices représente une amorce de l'évaluation de ce type de minéralisation au point de vue économique. Ils sont connus depuis quelques années seulement et n'ont jamais fait l'objet d'études approfondies. Mais il s'avère aujourd'hui que ce type de minéralisation s'ajoute aux substances potentiellement économiques des Cantons de l'Est.

Dans le cadre de ce projet, nous avons retenu quelques méthodes classiques nous permettant d'étudier ce type de minéralisation. Il s'agit, pour ce qui est des méthodes dites «de terrain», de la cartographie régionale détaillée, de l'échantillonnage relatif à la géochimie du sol, de l'examen de carottes de forage et, enfin, de deux relevés géophysiques. Nous avons aussi fait appel à d'autres méthodes, telles l'étude des isotopes du soufre et l'interprétation de l'analyse relative aux éléments majeurs et mineurs des roches (lithogéochimie), ainsi qu'à un examen métallographique et à l'interprétation de quelques données sur les inclusions fluides provenant des indices. Nous sommes donc en mesure de clarifier quelques aspects de la gîtologie et de la métallogénie de ce type de concentration métallifère.

À partir des résultats des diverses analyses et des méthodes employées, nous dressons une liste des caractéristiques propres aux indices plombo-zincifères de la région de Dunham et nous établissons une série de comparaisons avec quelques gisements classiques, dans le but d'identifier ceux avec lesquels nos indices s'apparentent le mieux. Les caractéristiques liées à la minéralisation comportent des données propres aux conditions locales dans lesquelles les métaux ont précipité. Ces variations sont incluses dans des caractéristiques plus générales, qui correspondent bien à celles déjà établies pour des gisements types de plomb-zinc bien connus. En somme, c'est dans cette optique que nous espérons évaluer le potentiel minier des indices de la région de Dunham.

Les indices étudiés se retrouvent le long d'une bande plombo-zincifère importante, qui comprend des gisements de types «Mississippi Valley» et «Appalachian Zinc-Lead». Ces deux types de concentration métallifère se distinguent de la façon suivante: les gisements du premier type se retrouvent dans un milieu de plateforme, n'ayant subi que peu ou pas de déformation; les gisements du second type, eux, se retrouvent dans une région ayant subi l'effet de plusieurs orogenèses successives, postérieures, croit-on, à la minéralisation. Néanmoins, plusieurs caractéristiques géochimiques et morphologiques sont communes aux deux types. Dans cette bande plombo-zincifère, citons les gisements suivants: celui du «Tri-State», situé dans les états du Missouri, du Kansas et de l'Oklahoma, où l'on retrouve 500 000 000 de tonnes de minerai contenant 0,6% de Pb et 2,3% de Zn; celui du sud-est du Missouri, incluant la région du «Old Lead Belt», avec 370 000 000 de tonnes de minerai contenant 3% de Pb; celui de l'«Upper Mississippi Valley» (au Wisconsin et en Illinois), qui contient 50 000 000 de tonnes de minerai à 4% de Zn; et, enfin, le gisement de «Daniel's Harbour», à Terre-Neuve, qui contient 4 500 000 tonnes de minerai à 8,8% de Zn. Ces gisements seraient du type «Mississippi Valley», tandis que ceux du type «Appalachian Zinc-Lead» comprendraient les gisements de l'est du Tennessee, de la Pennsylvanie et de la Virginie, ces derniers s'apparentant davantage au type de minéralisation qu'on retrouve à Dunham.

En dernier lieu, nous constatons que pour la portion québécoise des Appalaches, plus spécifiquement l'Estrie, peu d'études métallogéniques ont été effectuées, surtout en ce qui regarde le plomb et le zinc, comparativement aux régions du sud (Pennsylvanie, Virginie et Tennessee) et du nord (Terre-Neuve). C'est pourquoi nous avons entrepris de réexaminer cette portion des Appalaches, en ayant comme but l'application de modèles génétiques récents, lesquels incluent des techniques nouvelles ou mieux connues. C'est dans cette perspective de travail que notre projet de recherche a été mis sur pied et réalisé.

Situation géographique, étendue et accès

La région étudiée est entièrement comprise dans le feuillet topographique du ministère de l'Énergie et des Ressources (échelle 1:20 000e) 31H 02-200-0101 (Bedford). Les roches susceptibles d'être minéralisées forment une bande qui s'étend sur une longueur de 12,5 km et une largeur variant entre 200 et 500 m. Cette bande de roche, orientée NNE, est limitée par les longitudes 72°50'00" et 72°54'30" et par les latitudes 45°01'00" et 45°07'00"; elle a comme limite sud la frontière Canada — États-Unis (figure 1).

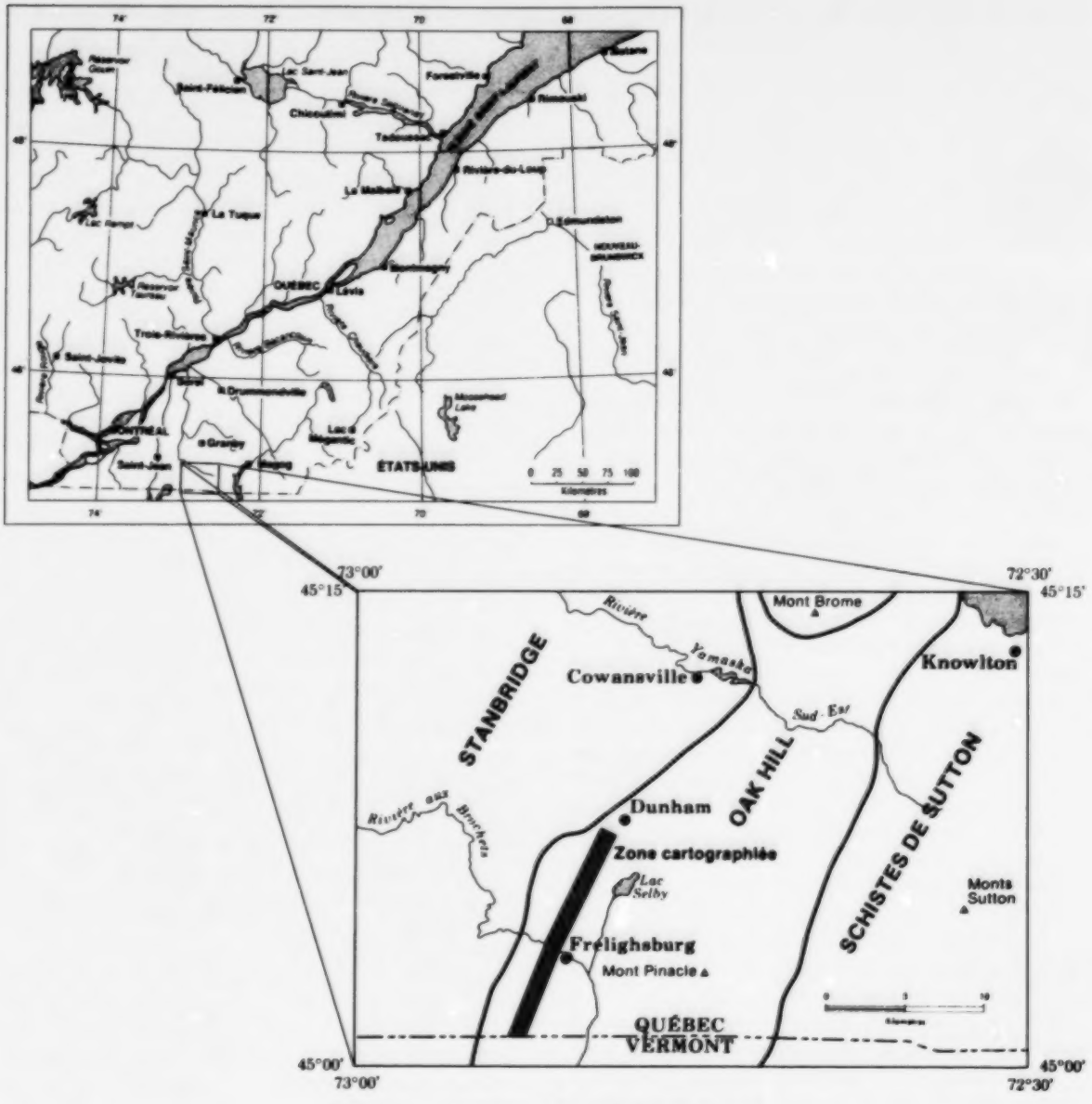


FIGURE 1 — Localisation de la bande de roche étudiée.

Située entre Montréal et Sherbrooke, la région est accessible via l'autoroute 10 (autoroute des Cantons de l'Est). À partir de cette autoroute, il faut se diriger vers Cowansville, qui est située directement au NNE de notre terrain d'étude. De là, on peut accéder aux villages de Dunham et de Frelighsburg, qui sont les deux principales localités bordant respectivement les limites nord et est du terrain. Les nombreuses routes pavées et les sentiers privés en rendent l'accès très facile.

Du point de vue physiographique, notre région se situe sur le versant ouest de l'anticlinorium des monts Sutton, plus précisément sur le flanc ouest du mont Pinacle. L'élévation moyenne du terrain est de 150 m, celui-ci comportant quelques collines rocheuses, créées par du quartzite et de la dolomie. Le terrain, assez vallonné, est soumis à un réseau hydrographique peu dense qui draine des dépôts formés principalement de till et de sédiments fluvioglaciaires. Le sol, d'assez faible épaisseur, montre des horizons bien développés.

L'économie régionale est basée essentiellement sur l'agriculture. La région comporte en effet de vastes vergers où la pomoculture est à l'honneur à cause de la topographie qui est très adaptée à ce genre de culture. L'exploitation minière est inexistante, bien qu'on ait

connu une période importante d'exploration et de mise en valeur du cuivre à partir de la guerre de Sécession américaine de 1865 jusqu'aux environs de 1930. Les minerais cuprifères se retrouvaient principalement au mont Pinacle.

Travaux antérieurs

Suite aux travaux de Logan (1849 et 1866) et de Ells (1897), Clark (1931, 1934 et 1936) effectue, entre 1927 et 1931, des travaux de cartographie dans la région et fournit la nomenclature stratigraphique utilisée pour ce que nous appelons le Groupe d'Oak Hill. C'est Eakins (1964), pour le compte de la Commission géologique du Canada, qui fournit la carte géologique à l'échelle de 1:63 360e du feuillet 31 H/2, suite à la révision des travaux de Clark. Il faut attendre les travaux de Charbonneau (1975), qui publie une carte géologique au 1:15 840e ainsi qu'un rapport final (1980a), avant d'obtenir plus de détails sur la géologie du territoire étudié (figure 2). Cet auteur vient combler la lacune des connaissances sur les structures de la région et redéfinit la stratigraphie établie auparavant par Clark. Au sud de la frontière, les travaux de Cady (1945 et 1960), de Booth (1950) et de Dennis (1964) établissent la stratigraphie et la structure des régions américaines avoisinantes, sans toutefois clarifier les corrélations entre les unités stratigraphiques du Vermont et du Québec. Les

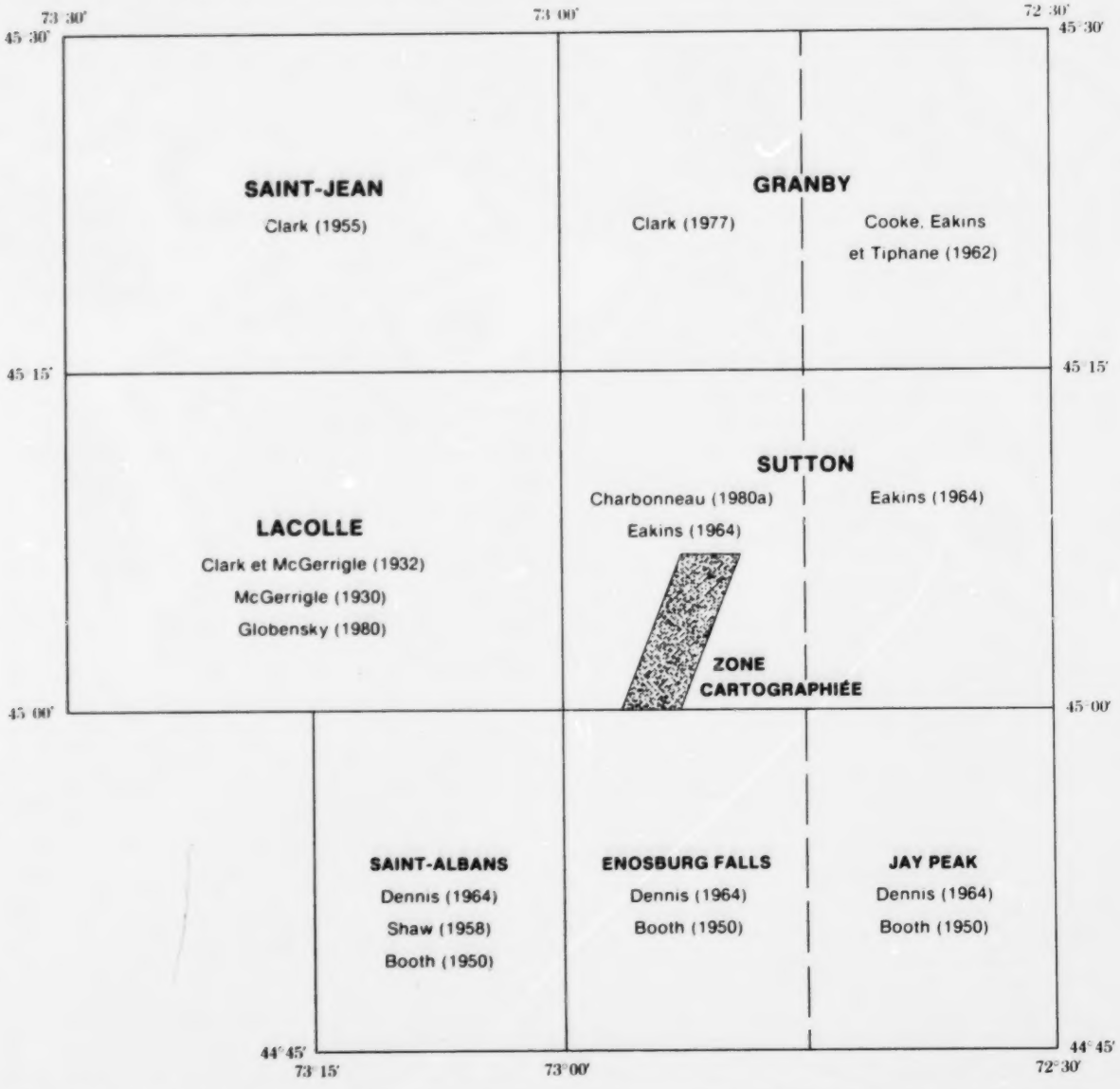


FIGURE 2 — Localisation des travaux de cartographie effectués dans les régions adjacentes au terrain étudié (modifiée d'après Charbonneau, 1980a).

variations latérales de faciès et l'interprétation structurale différente de part et d'autre de la frontière sont à l'origine d'une confusion.

Du point de vue de la géo-économie, c'est Eakins (1964) qui parle le premier de minéralisations de plomb-zinc faiblement disséminées dans la Formation de Dunham, au nord de Hunter-Mills. Sur la carte accompagnant son rapport, il n'indique qu'un seul indice de ce genre, qu'il situe à environ 3 km directement au nord du village de Frelighsburg. Depuis ce rapport jusqu'à il y a dix ans, on ne relève aucune publication gouvernementale rapportant la présence de tels indices. C'est Charbonneau (1975) qui indique dans son rapport la présence d'un autre indice de galène et de sphalérite sur un affleurement situé à 1,2 km au sud de Meigs-Corners. Il s'agit de ce que nous appelons, dans notre étude, la zone de Meigs-Corners, qui constitue un bon exemple de la minéralisation trouvée dans notre région. Suite à la publication de ces deux rapports, on relève plusieurs travaux statutaires de sociétés minières. Il s'agit de la Labrador Exploration Ltd. (Québec) qui, en collaboration avec Esso Minerals Canada, entreprend en 1978 une campagne d'exploration dans la partie sud de notre région. Ces sociétés ont effectué quelques relevés géochimiques de sol (uranium et plomb) ainsi que plusieurs relevés géophysiques (relevés radiométriques aéroportés et au sol, et relevés magnétiques), en plus d'établir une carte géologique (Bruneau, 1970a, 1970b et 1970c [GM 26754, GM 26755 et GM 26756], et 1980b [GM 35963]; Kennedy, 1978 [GM 34205]; et Hannon, 1979 [GM 34206]). Par la suite, une campagne de forage fut amorcée et s'est terminée en 1981 dans la partie nord de notre terrain (Bruneau, 1980a, 1980b et 1980c [GM 36812, GM 35963 et GM 36916]). Depuis, aucune activité minière n'a été rapportée.

Travaux effectués

Les travaux de terrain ont été effectués durant deux étés, soit ceux de 1983 et 1984 (Boucher, 1984a, 1984b et 1985). En 1983, nous avons effectué:

- une cartographie de la moitié nord de la région, par cheminements espacés de 150 m; le territoire couvert allait de la rivière aux Brochets jusqu'à Garrick-Corners (figure 3 et carte n° 2034 A);
- un levé géologique détaillé, à l'aide de la planchette, de la zone plombo-zincifère de Meigs-Corners (carte n° 2034 C);
- la prospection, pour le zinc et le plomb, de la bande de roche porteuse de la minéralisation;
- l'échantillonnage des principales zones minéralisées (quelque 70 échantillons) aux fins de l'étude lithogéochimique.

Au cours de ces travaux, nous avons mis à jour quatre nouveaux indices, mis à part ceux de Charbonneau et Eakins, sans compter les petites concentrations disséminées qui sont indiquées sur les cartes. En plus, nous avons étudié soigneusement les différents faciès de la Formation de Dunham et nous avons ainsi pu établir une stratigraphie plus détaillée.

En 1984, en plus de la poursuite des travaux de cartographie métallogénique de la Formation de Dunham (figure 3 et carte n° 2034 B), nous avons effectué:

- un levé géologique détaillé, à l'aide de la planchette, de la zone plombo-zincifère du verger Tougas (carte n° 2034 D);
- la prospection, pour le zinc et le plomb, des niveaux dolomitiques de la Formation de Dunham et de certains niveaux dans la Formation de Sweetsburg (faciès de Scottsmore);
- une campagne d'échantillonnage géochimique (horizon pédologique «B» et humus) couvrant la zone de Meigs-Corners, afin de vérifier le comportement de quelques éléments mineurs (Zn, Pb, Cu, U, Ag, Hg, Ba, Cd et Mn);
- une campagne de géophysique (EM 16, magnétomètre à protons et scintillomètre) couvrant aussi la zone de Meigs-Corners, dans le but de trouver, par anomalie géophysique, la zone minéralisée et de vérifier le comportement électrique et magnétique des différentes formations;
- la visite de certains indices plombo-zincifères localisés dans l'extension de la Formation de Dunham (indice situé près de Cowansville, fiche de gîte minéral n° 31 H/2-3) ainsi que dans l'état du Vermont (indices zincifères du comté de Franklin, situés près de la frontière Canada — États-Unis, et le gisement de Brandon [Oram Mine, abandonnée] situé à quelque 145 km de la frontière, dans le comté de Rutland);
- l'examen de carottes de forage extraites par la Labrador Exploration Ltd. (Québec) dans les principales zones minéralisées.

Toujours au cours de la saison 1984, nous avons examiné quatre indices majeurs, tous situés dans la Formation de Dunham. Il s'agit d'indices surtout zincifères, qui ont été découverts par la Labrador Exploration Ltd. (Québec). La minéralisation est du même type que celle observée en 1983.

Toutes ces données de terrain, en plus des travaux de recherche effectués en laboratoire, nous ont permis de vérifier l'étendue possible des indices et le comportement du plomb et du zinc sur une portion de la Formation de Dunham. Nous avons établi, de plus, quelques métallotectes* pour ces gîtes, afin d'extrapoler nos résultats à toute la bande.

* Dans le présent rapport, le terme métallotecte signifie les caractéristiques tectoniques, lithologiques, géochimiques, etc. — qui ont contrôlé la mise en place de la minéralisation.

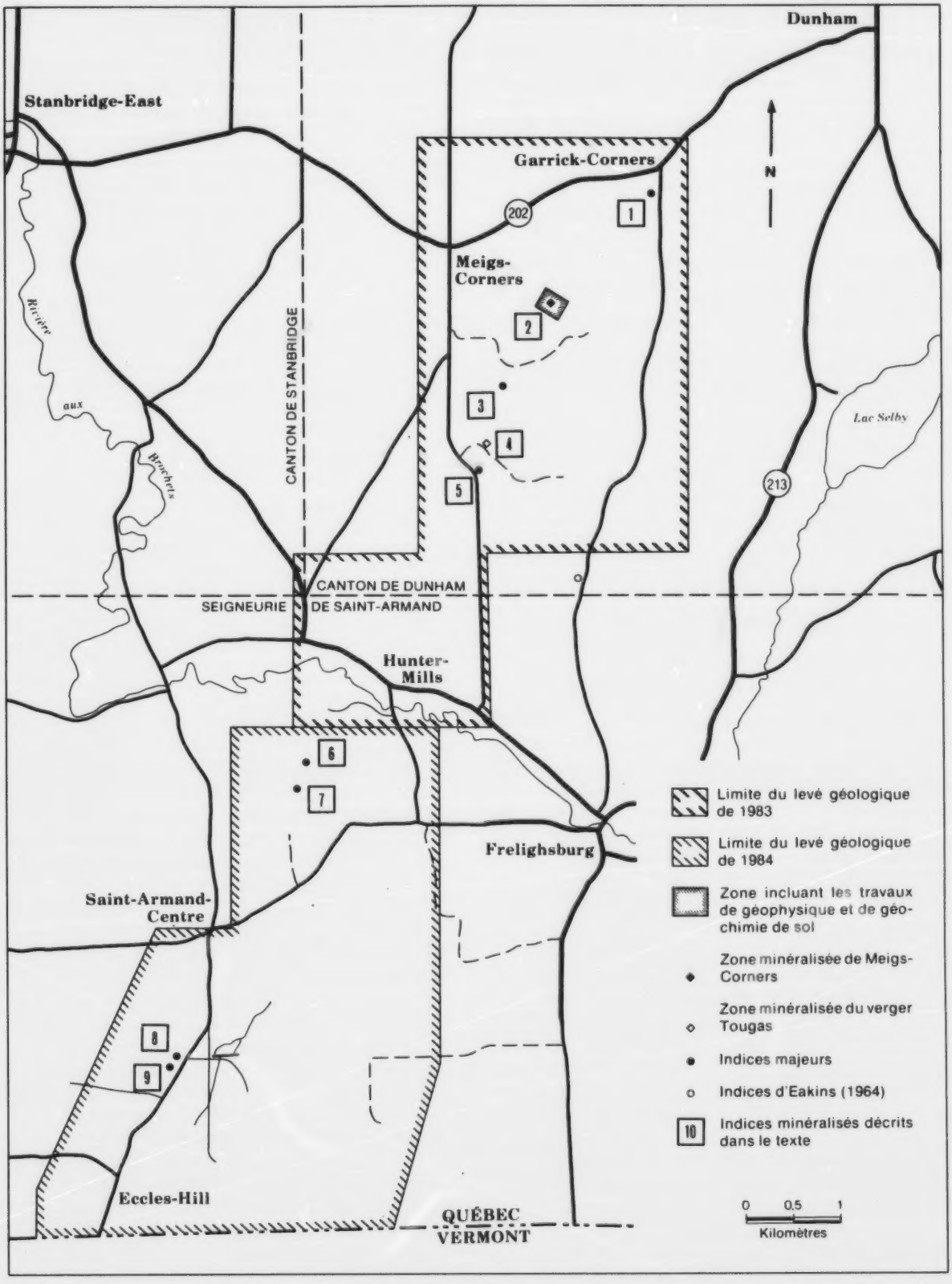


FIGURE 3 — Localisation des sites étudiés par Boucher (1984a, 1984b et 1985) et des principaux indices de plomb-zinc.

Remerciements

Nous aimerions exprimer notre reconnaissance à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail. Plus spécifiquement, nous remercions D. Balthazar, R. Therrien et C. Bélanger pour leur assistance sur le terrain. Nous remercions également J. Cimon, du ministère de l'Énergie et des Ressources, qui a rendu possible ce projet, ainsi que S. Biron, Y. Globensky et J.-M. Charbonneau, du même organisme.

De plus, nous tenons à remercier Y. Bruneau, de la Labrador Exploration Ltd. (Québec), qui nous a permis de consulter les dossiers d'exploration minière de cette société, ainsi que D.F. Sangster de la Commission géologique du Canada. Nous remercions également A. Brown, de l'École polytechnique de Montréal, et G. Prichonnet, de l'Université du Québec à Montréal, qui ont évalué notre mémoire et, plus spécialement, M. Gauthier, qui a su guider notre travail et corriger nos manuscrits.

En dernier lieu, nous sommes redevables à tous ceux et celles qui ont manifesté un encouragement continu afin que se réalise ce projet et qui ont étroitement collaboré à la rédaction du rapport.

Contexte géologique régional

La Province structurale des Appalaches, dans laquelle sont situés les indices de plomb-zinc de Dunham, est constituée de roches paléozoïques et hadryniennes, qui incluent autant des roches volcaniques que des roches sédimentaires, en plus des roches métamorphiques et plutoniques. Cette chaîne s'allonge sur plus de 3 300 km le long de la limite orientale du continent nord-américain, de l'Alabama à Terre-Neuve. Au Canada, la terminaison septentrionale des Appalaches couvre 360 000 km^2 et mesure 1 500 km de longueur (Poole, 1976; Schenk, 1978).

Zones tectono-stratigraphiques

Schenk (1978) divise les Appalaches canadiennes en six assemblages principaux de roches:

1 — roches anciennes du Précambrien;
2 — roches de la fin du Précambrien, du Cambrien et de l'Ordovicien;
3 — roches du Silurien à début Dévonien;
4 — roches de batholites granitiques (Dévonien à Carbonifère);
5 — roches du Carbonifère et du Permien;
6 — roches du Triassique supérieur.

Ces divisions, très grossières, reflètent des zones tectono-stratigraphiques qui correspondent à des événements assez distincts. L'assemblage qui englobe notre terrain, le numéro 2, est lui-même subdivisé en cinq zones majeures qui couvrent toutes les Appalaches (Williams, 1979). Il s'agit, d'ouest en est, des zones de Humber, de Dunnage, de Gander, d'Avalon et de Meguma. Ces zones correspondent à la théorie voulant qu'une grande partie des Appalaches soit le résultat de la construction et de la destruction de l'océan Iapetus (proto-Atlantique) à la fin du Précambrien. La *Zone de Humber*, dans laquelle on retrouve nos indices, représente le développement et la destruction d'une marge continentale de type atlantique, soit la bordure continentale de l'Amérique du Nord, qui se trouvait à l'ouest de l'océan Iapetus. Cette zone sera traitée en détail plus loin dans le texte. La *Zone de Dunnage* montre les vestiges de l'océan Iapetus avec ses séquences d'îles en arc et de mélanges, accumulés lors du développement et de la destruction d'une marge continentale située à l'est de l'Iapetus; la *Zone d'Avalon* serait un micro-continent d'âge précambrien et paléozoïque inférieur. En dernier lieu, la *Zone de Meguma* représente la marge continentale de l'ancien craton de Gondwana.

Pour revenir à la Zone de Humber, précisons qu'elle repose sur le socle grenvillien et qu'elle inclut des sédiments dérivés de ce même socle. Ces sédiments, surtout composés de séquences clastiques, comportent quelquefois des roches volcaniques issues de zones de rift, par exemple la Formation de Tibbit Hill (Kumarapeli *et al.*, 1981). Ces rifts sont le résultat de la fracturation du socle due à l'ouverture du continent. En plus de ces faciès, la Zone de Humber inclut des sédiments de plateau et de talus continentaux, ainsi que des sédiments accompagnant et précédant les nappes allochtones. Certains complexes ophiolitiques de Terre-Neuve sont également inclus dans cette zone, comme le Bay of Islands Complex. La ligne Brompton—Baie Verte représente la limite est de la Zone de Humber et le début de la Zone de Dunnage.

Le Groupe d'Oak Hill dans le contexte de la Zone de Humber

En Estrie, la Zone de Humber est constituée de la Bande flyschique et de la Bande de serpentine, excluant le complexe ophiolitique de Thetford Mines (St-Julien, 1972). Dans la région étudiée, on peut voir une partie de ces unités (figure 4). La Bande de serpentine est représentée par les Schistes de Sutton et le Groupe d'Oak Hill. La Bande flyschique englobe l'Écaille de Philipsburg, le Groupe de Shefford, la Formation de Sainte-Sabine et la Nappe de Stanbridge. On note sur la figure 4 que le Groupe d'Oak Hill est divisé en quatre parties:

1 — la Formation de Tibbit Hill, qui regroupe des laves bimodales avec quelques intercalations de tuffs et qui serait issue d'une zone de rift;
2 — les formations de Call Mill, de Pinnacle et de White Brook, qui seraient des sédiments issus d'un premier cycle illustrant le passage d'une argilite à des grès et, finalement, à de la dolomie;
3 — les formations de West Sutton, de Frelighsburg, de Cheshire et de Dunham, qui représenteraient le second cycle de cette même succession (argilite — grès — dolomie) et qui seraient des sédiments provenant de l'érosion du Bouclier canadien, amenés dans un bassin en subsidence par des courants de turbidité;

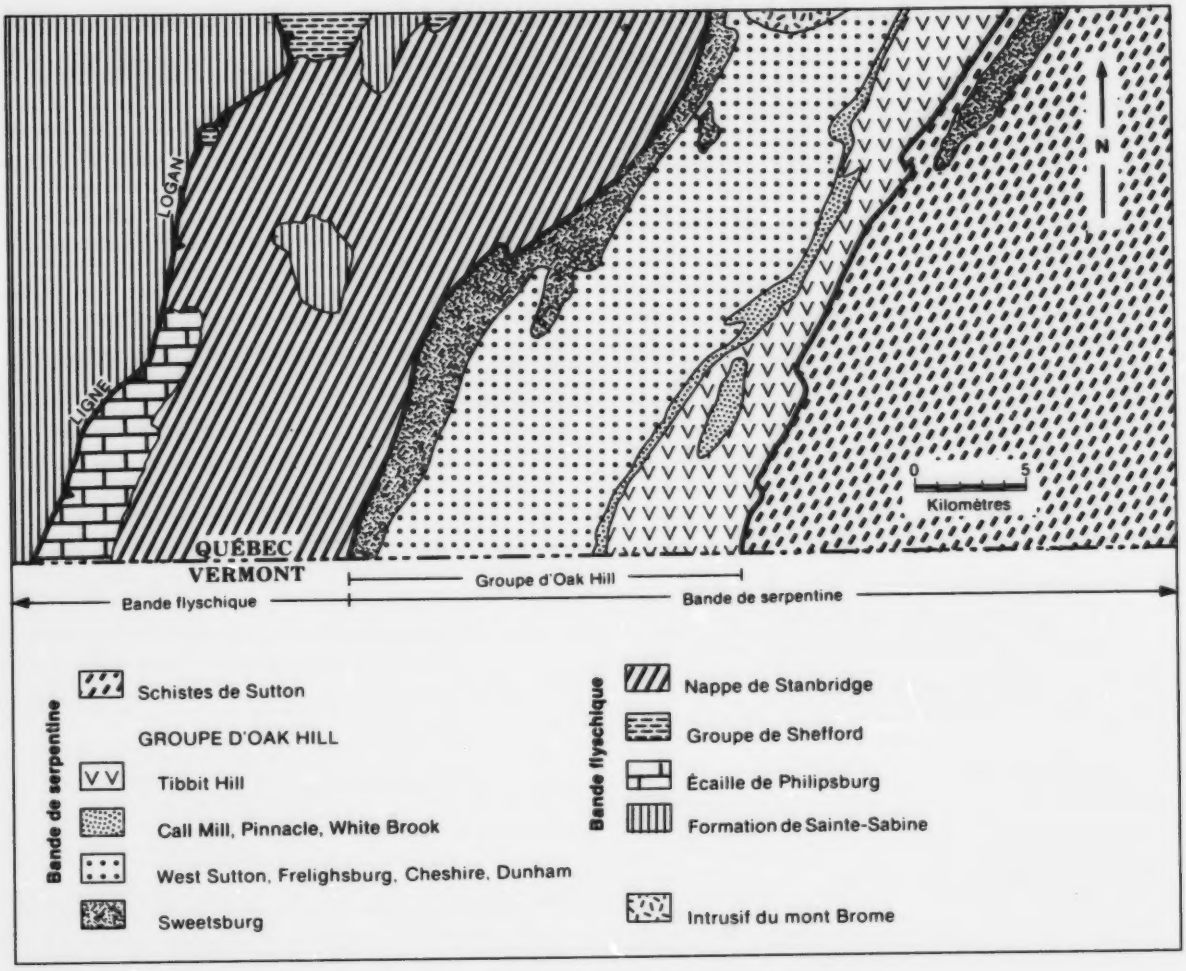


FIGURE 4 — Le Groupe d'Oak Hill dans son contexte géologique.

4 — enfin, la Formation de Sweetsburg, qui correspond à un environnement de fond marin calme, avec apport de sédiments plus grossiers par l'entremise de courants de turbidité.

La figure 5 tente de replacer les différentes unités selon leurs environnements respectifs.

Sommaire de l'évolution tectonique des Appalaches

Les différents domaines structuraux des Appalaches prennent forme vers le début de l'Ordovicien moyen (orogenèse taconique). Les nappes du front appalachien se sont apparemment mises en place par gravité et ont ensuite été plissées et imbriquées jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen. Cette contraction faisait suite à l'ouverture des super-continents (Europe, Afrique et Amérique) le long de l'axe des Appalaches à l'Hadrynien. À partir de cette période jusqu'à l'Ordovicien inférieur, des dépôts d'origine clastique s'accumulent dans l'océan proto-Atlantique en provenance du Bouclier canadien. Le Groupe d'Oak Hill comporte des sédiments de ce type. Plus à l'est, le phénomène d'obduction permet au plancher océanique (complexe ophiolitique) de gravir le continent, suivi, encore plus à l'est, d'une ceinture volcano-sédimentaire (Formation d'Ascot—Weedon). À la fin de l'Ordovicien jusqu'au début du Dévonien, une sédimentation en milieu peu profond et avec volcanisme prend place dans les bassins créés par les soulèvements de l'Ordovicien (Formation de Beauceville, flysch de Saint-Victor, etc.). Au Dévonien moyen, l'orogenèse acadienne affecte les roches de la région et leur impose des plis serrés et droits, suivis d'un plutonisme granitique.

En résumé, le mécanisme d'un «cycle de Wilson» sert d'explication à l'ouverture du continent à l'Ha-

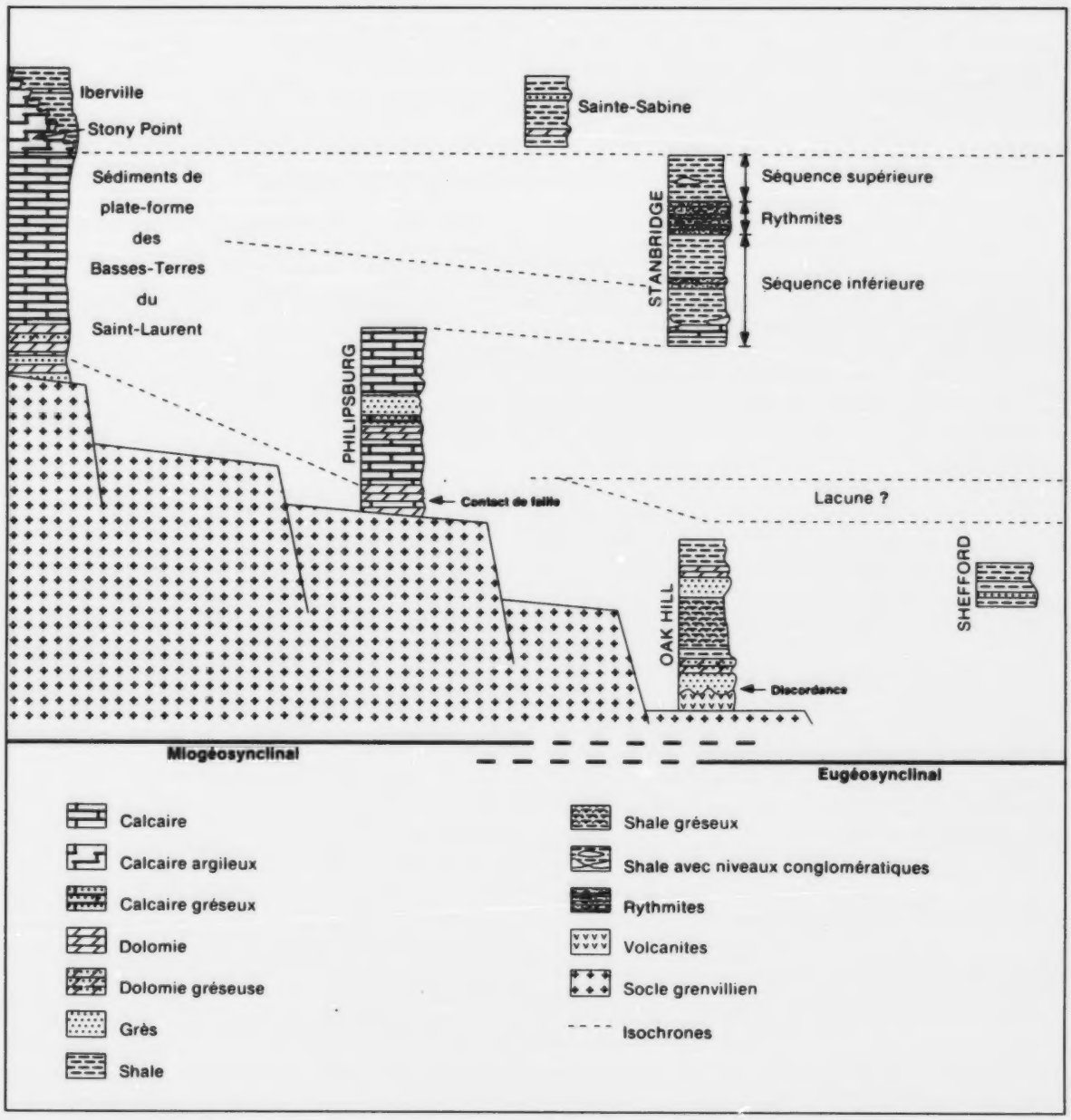


FIGURE 5 — Coupe palinspastique du Groupe d'Oak Hill (modifiée d'après Charbonneau, 1980b).

drynien et à la formation d'un océan. On assiste ensuite à la fermeture de cet océan à partir de l'Ordovicien, puis à la collision entre l'Amérique du Nord et les îles en arcs à la fin de l'Ordovicien (orogenèse taconique). Une collision survient ensuite entre l'Atlantique et le nord-ouest de l'Afrique, durant le début du Dévonien (orogenèse acadienne).

PALÉOTECTONIQUE DU GROUPE D'OAK HILL

L'axe des «Green Mountains», ou l'équivalent en Estrie, soit les monts Sutton et Notre-Dame, forme un anticlinorium qui constitue la principale structure de notre région. Dans cet anticlinorium, on retrouve, vers l'ouest, le synclinal de Richford—Sutton, suivi de l'anticlinal du mont Pinacle, où sont exposées les formations du Groupe d'Oak Hill. Vers l'est, le synclinal du lac Memphrémagog suivi de l'anticlinal des monts Stoke constituent des structures secondaires à l'axe des monts Sutton (Cady, 1960). Toujours selon cet auteur, le passage du milieu miogéosynclinal (plate-forme du Saint-Laurent) vers la zone à shale

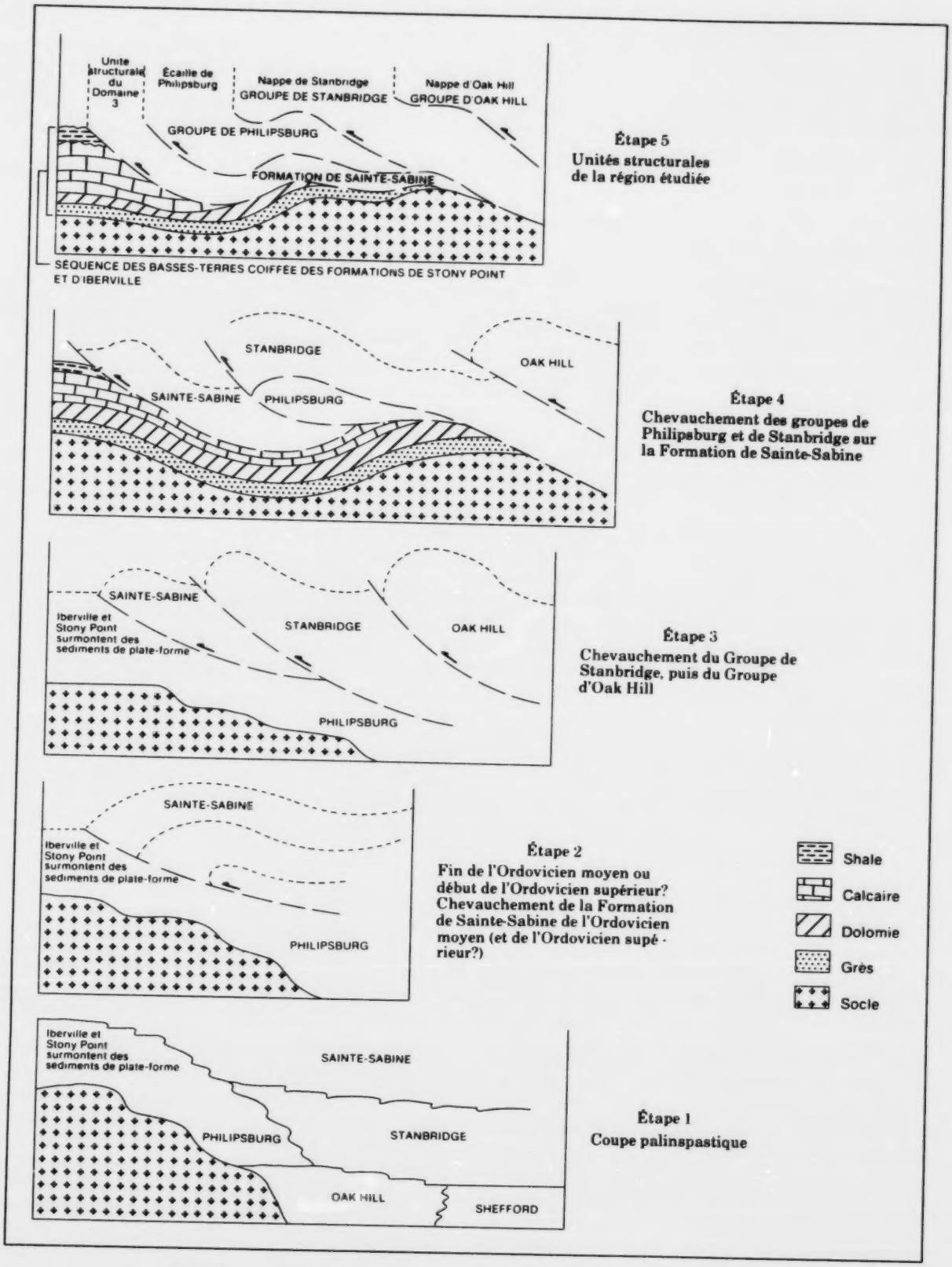


FIGURE 6 — Paléotectonique du Groupe d'Oak Hill (tirée de Charbonneau, 1980b).

et à grauwacke (eugéosynclinal) s'effectue à la hauteur du Groupe d'Oak Hill. Effectivement, ce groupe comporte un assemblage bimodal de roches, c'est-à-dire des formations du type plate-forme (White Brook, Cheshire, Dunham) comparativement à des sédiments plus distaux (Call Mill, Pinnacle, West Sutton et Sweetsburg). Vers l'est, les groupes d'Armagh, de Rosaire et de Caldwell sont des unités franchement distales comportant même des niveaux de roches volcaniques. Vers l'ouest, les sédiments de plate-forme sont représentés par le Groupe de Philipsburg et les formations des Basses-Terres du Saint-Laurent.

L'évolution tectonique du Groupe d'Oak Hill est montrée à la figure 6. Une succession de chevauchements vers le nord-ouest imbriquent les différents groupes de roches qui seront repris par la première phase de déformation P_1. À l'étape 5, on voit le résultat de la phase tardive P_2. Il s'agit de plis droits et subhorizontaux, tandis que les plis P_1 générés par la première phase sont isoclinaux et déversés vers le nord-ouest (Charbonneau, 1980a). Dans un article traitant des structures mineures dans le sud du Québec, Béland (1967) résume les études faites par différents auteurs, qui interprètent les résultats structuraux de notre région. Il mentionne que Rickard attribue toutes les phases de déformation décrites précédemment (P_1 et P_2) à l'orogenèse taconique, et Charbonneau (1980a) abonde dans le même sens.

Géologie de la région de Dunham

Relations stratigraphiques

Les roches cartographiées durant les étés 1983 et 1984 représentent une partie des formations du Groupe d'Oak Hill. À la figure 7, elles correspondent aux formations de Cheshire, de Dunham et de Sweetsburg. Cette figure montre une nomenclature stratigraphique établie à partir de versions de différents auteurs (Keith, 1923 et 1932; Clark, 1931, 1934 et 1936; Booth, 1950; Dennis, 1964; Eakins, 1964; et Charbonneau, 1980a). Tous ces auteurs ont proposé des divisions stratigraphiques du Groupe d'Oak Hill, à partir de corrélations et de travaux de terrain. Les variations qu'on observe, d'un auteur à l'autre, au niveau de ces formations sont dues à une division plus ou moins détaillée de la stratigraphie locale. À notre avis, le Groupe d'Oak Hill devrait comprendre les formations définies par Clark, qui est le premier à en avoir établi une stratigraphie. De plus, la variante américaine de cette stratigraphie devrait être absente du Groupe d'Oak Hill, tel qu'on le définit au Québec, à cause de variations importantes de faciès entre le Québec et le Vermont, et de la non-reconnaissance du Groupe d'Oak Hill tel qu'établi par Eakins (1964). Nous ne sommes pas convaincus, non plus de l'équivalence entre la Formation de Cheshire au Vermont (elle-même équivalente à la Formation de Cheshire au Massachusetts) et la Formation de Gilman (Clark, 1936) au Québec, ni de l'équivalence entre la Formation de Dunham du Québec et celle du Vermont. Cela a une influence directe sur la lithologie des indices de plomb-zinc qu'on trouve de part et d'autre de la frontière.

Lithologies

Seule la Formation de Dunham a été relevée au complet. Les formations de Cheshire et de Sweetsburg n'ont fait l'objet que d'une étude partielle; nous n'avons cartographié que la partie sommitale du Quartzite de Cheshire et la base du Sweetsburg. Donc, les descriptions pétrographiques que nous ferons de ces unités seront incomplètes, car elles ne toucheront que les faciès situés près de la Formation de Dunham. Pour obtenir la description complète de ces formations, le lecteur voudra bien se référer aux auteurs suivants: Clark, 1931, 1934 et 1936; Eakins, 1964; et Charbonneau, 1980a et 1980b.

FORMATION DE CHESHIRE (CHARBONNEAU, 1980a)

Cette formation consiste en un quartzite qui correspond à la partie sommitale du Quartzite de Gilman (Clark, 1936). Le terme lithostratigraphique «Cheshire» découle d'une équivalence avec la formation du même nom située au Vermont. Charbonneau (1980a) suggère l'abandon du terme «Gilman», mais ne propose aucun argument d'équivalence. Pourtant, Clark (1936, page 144) affirme que le Gilman ne correspond pas à la description du Cheshire du Vermont.

La Formation de Cheshire occupe la partie est de la carte géologique 2034 A et se dédouble, toujours du côté est, dans la carte 2034 B. Le contact inférieur de cette formation n'a jamais été observé lors de notre cartographie. Par contre, à Hunter-Mills, en face de l'intersection de la route 237 et du chemin des chutes Hunter, on peut voir le contact subvertical entre le sommet du Cheshire et la base de la Formation de Dunham (figure 8). C'est le seul endroit où l'on voit ce contact, et ce, malgré le bon nombre d'affleurements de ce quartzite. Effectivement, le Cheshire forme la plupart des collines rencontrées dans la région, sans toutefois offrir de bonnes coupes verticales qui permettraient d'étudier les relations entre la stratigraphie et les schistosités.

La Formation de Cheshire consiste en un quartzite gris moyen dont la surface d'altération est souvent plus claire (de grise pâle à blanche). Cette roche, à l'oeil nu, est très homogène et massive. Elle montre néanmoins, à quelques endroits, un aspect schisteux et parfois presque gneissique (lentilles quartzo-feldspathiques orientées suivant S_1). Le litage, très rare dans cette unité, est défini par la présence de bancs de quartzite assez pur ($\leqslant$ 5 cm), parfois granoclassés, intercalés entre les niveaux schisteux de la formation (figure 9). Aucune autre structure sédimentaire n'a été observée. Dans sa partie supérieure, l'unité montre, à quelques endroits, une quantité appréciable de carbonate de fer et de chlorite, et la matrice passe de dolomitique à calcareuse. C'est ce que nous appelons un quartzite calcaro-dolomitique (Qcd) sur la carte détaillée de la zone de Meigs-Corners (carte 2034 C).

Vu en lames minces, le quartzite du Cheshire se révèle très impur et contient une vaste gamme de minéraux, tels le quartz, la calcite, l'ankérite, la biotite, le microcline, l'orthose, l'épidote et le sphène. Les minéraux opaques, de l'ordre de 5%, sont la

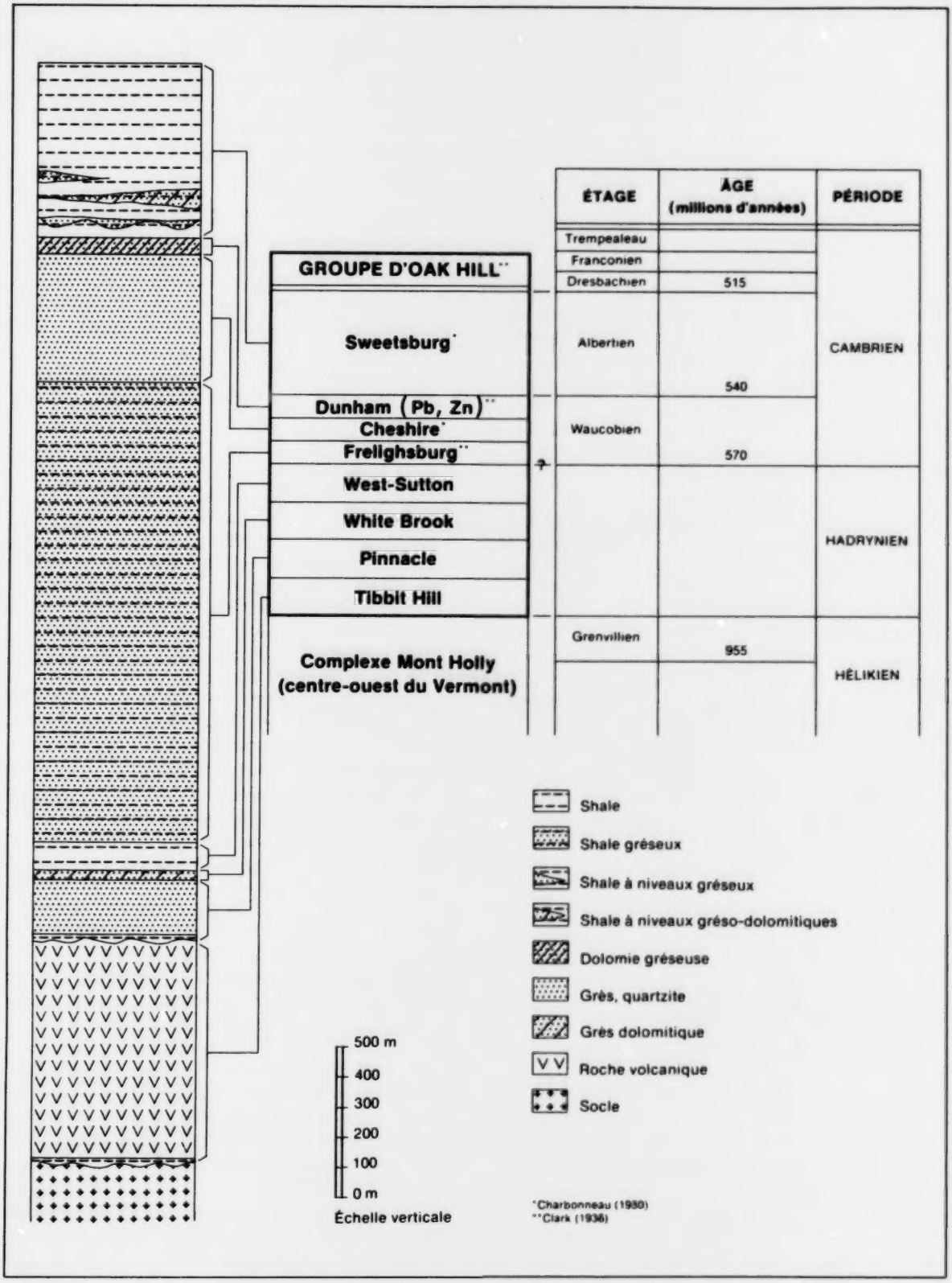


FIGURE 7 — Sommaire des formations du Groupe d'Oak Hill.

FIGURE 8 — Affleurement, à Hunter-Mills, montrant le contact entre la Formation de Cheshire (che) et la Formation de Dunham (dun).

pyrite, le leucoxène et la goethite. À la figure 10, on peut observer la texture de cette roche. On y voit du quartz allant de subarrondi à subanguleux ($\leqslant$ 1 cm), détritique, non jointif et cimenté par une matrice très fine composée de minéraux argileux et de carbonates (surtout de la dolomite). L'orientation préférentielle des minéraux se confond à la schistosité S_1.

La présence de tous ces minéraux de même que la texture de la roche indiquent que les sédiments provenaient de l'érosion du Bouclier canadien. Le quartzite, assez impur, traduit un apport rapide d'éléments mal classés, sous forme de courant de turbidité. L'épaisseur de la Formation de Cheshire, au Québec, varie entre 120 et 700 m (Charbonneau, 1980a). On a déterminé que cette formation datait du Cambrien inférieur à partir de fossiles retrouvés, surtout au Vermont, dans une formation équivalente.

Le tableau 1 montre les résultats d'analyses chimiques d'échantillons provenant du Cheshire. On y note un pourcentage élevé en K_2O et en Na_2O, indiquant la présence de feldspath, et aussi un bruit de fond traduisant une teneur légèrement anomale en uranium.

FIGURE 9 — Affleurement montrant le litage dans la Formation de Cheshire.

FORMATION DE DUNHAM (CLARK, 1936)

Cette formation, porteuse de la minéralisation plombo-zincifère dans la région de Dunham, est l'unité cartographiée et étudiée en détail. Sa localité type se situe à la colline Oak, près de Cowansville.

La Formation de Dunham peut se diviser en plusieurs faciès dolomitiques plus ou moins cartographiables. Le tableau 2 précise les subdivisions du Dunham. Nous avons eu beaucoup de difficultés à reconstituer les unités, à cause des variations importantes de faciès, autant latéralement que verticalement. Une faille de chevauchement, présente sur la carte 2034 B, divise la formation en deux bandes parallèles. C'est cette faille qui a modifié, par métamorphisme dynamique, les faciès sommitaux de la bande est. C'est pourquoi, dans le tableau 2, on distingue le faciès de la bande est et celui de la bande ouest. L'unité Da demeure cependant inchangée, d'une bande à l'autre.

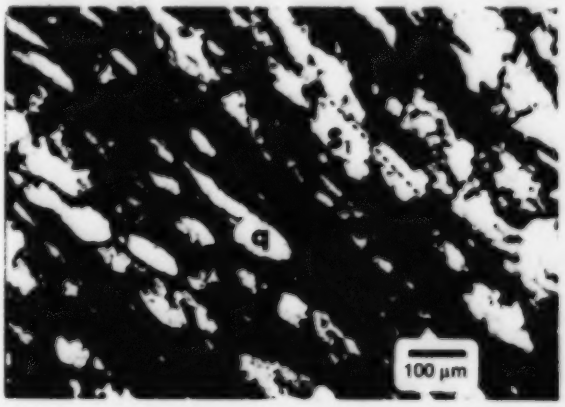


FIGURE 10 — Microphotographie montrant la texture du Cheshire; quartz (q); schistosité régionale (S_1). Lumière naturelle.

TABLEAU 1 — Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs de la Formation de Cheshire

	96020	96021	96022	96031	96035
			Pourcentage du poids		
SiO_2	74,3	71,4	71,0	75,8	71,6
Al_2O_3	10,0	12,5	11,2	9,97	10,1
Fe_2O_3 total	1,93	1,86	1,81	1,45	2,75
MgO	0,80	0,85	1,21	0,81	1,04
CaO	1,31	0,98	1,65	1,23	2,69
Na_2O	1,53	1,24	1,33	1,34	1,71
K_2O	5,01	6,96	6,46	4,86	4,61
TiO_2	0,92	0,99	0,81	0,59	0,81
MnO	0,09	0,05	0,08	0,04	0,06
P_2O_5	0,38	0,16	<0,03	0,24	0,31
S	0,02	0,02	0,27	0,08	0,05
Perte au feu	2,13	1,78	2,92	2,02	3,08
			ppm ou ppb		
Ag	< 250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb
Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb
U	5 ppm	5 ppm	5 ppm	7 ppm	5 ppm
			ppm (sauf ceux exprimés en %)		
Ba	704	0,11%	744	172	0,11%
Be	4	5	4	1	3
Cd	<1	1	<1	<1	4
Ce	49	92	58	8	77
Co	6	6	5	<3	6
Cr	12	13	10	<2	<2
Cu	6	5	8	<1	<1
Dy	5	5	3	1	3
Eu	<1	2	1	<1	2
La	22	41	28	6	33
Li	13	20	11	6	16
Mo	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	56	82	59	<25	49
Ni	3	6	4	5	7
Pb	24	25	21	<12	19
Pr	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	6	8	6	2	7
Sm	10	12	8	<2	8
Sr	54	106	132	252	225
Th	13	<5	<5	<5	<5
V	33	44	32	24	33
Y	12	18	12	6	16
Zn	25	38	11	11	30

Faciès Da (Boucher, 1984a)

Ce faciès dolomitique constitue la base de la Formation de Dunham, tant pour la bande est que pour la bande ouest. Sur le terrain, le faciès Da est toujours présent dans le Dunham, même si, du point de vue pétrographique, il présente plusieurs sous-faciès. Le passage du Cheshire au Da est franc et se traduit par une nette différence dans la couleur d'altération; le Da s'altère en un brun orangé très caractéristique. Le Da affleure à plusieurs endroits, depuis Garrick-Corners jusqu'à la frontière internationale. Ce faciès représente l'unité la mieux exposée des trois unités constituant la Formation de Dunham. De très bons affleurements sont visibles à Garrick-Corners et à l'indice de plomb-zinc situé sur le bord est du chemin de Meigs-Corners. À la figure 11, on peut voir le style d'affleurement du Da, qui forme fréquemment une crête rocheuse de plusieurs mètres de hauteur. Habituellement, ce type d'affleurement montre bien la relation entre S_0 et S_1.

Le Da est constitué d'une grande variété de sédiments, ce qui en fait une unité très hétérogène. On peut toutefois subdiviser cette unité, sous réserve, en quelques sous-faciès plus ou moins cartographiables. Mais de façon globale, le Da consiste en une dolomie à grains fins (dolomicrite à dolosparite) interlitée avec des niveaux nettement plus argileux ou plus gréseux. Les couleurs d'altération du Da varient de

TABLEAU 2 — Nomenclature des différents faciès de la Formation de Dunham

<table>
<tr><th></th><th>Bande ouest</th><th>Bande est</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Formation
de
Dunham</td><td rowspan="2">Dc
Marbre dolomitique massif</td><td>Mbr
Marbre calcareux</td></tr>
<tr><td>Mbr
Marbre dolomitique</td></tr>
<tr><td>Db
Siltstone dolomitique interlité
avec de l'argilite
contenant de la pyrite (2%)</td><td>Cal
Calcaire gris micritique</td></tr>
<tr><td colspan="2">Da
Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive
et petits niveaux argileux</td></tr>
</table>

l'orangé au brun foncé en passant par le gris pâle, selon la composition de la roche. Cette dernière montre une structure en nids d'abeilles bien développée dans les lits silto-dolomitiques qui résulte d'une altération préférentielle des minéraux carbonatés aux dépens des petits grains de quartz.

Les différents sous-faciès étudiés incluent un conglomérat à éléments dolomitiques cimentés par une matrice très fine composée de minéraux argileux et de dolomie micritique ou sparitique. Nous avons également observé quelques niveaux de dolomie bréchique, très lenticulaire, donnant l'impression d'une origine synsédimentaire à cause de l'arrangement des fragments. Le Da se compose également de lits centimétriques d'argilite dolomitique brunâtre, interlitée avec des bancs de doloarénite ou de dololutite d'épaisseur décimétrique (maximum 40 cm). Les roches sont d'un gris pâle en cassure fraîche.

Sous le microscope, les dolomies du Da comportent beaucoup d'éléments détritiques comme le quartz, l'orthose et le microcline. Ces intraclastes peuvent, dans certains cas, constituer jusqu'à 60% de la roche (figure 12). Les minéraux opaques, assez rares dans cette unité, sont soit la pyrite, soit la sphalérite (semi-opaque). Une lame mince typique comprend 75% de dolomite, 15% de quartz, 5% de minéraux phylliteux et 5% de minéraux opaques. La texture de la roche montre une légère recristallisation de la dolomite (texture en mosaïque), dans laquelle on retrouve le quartz sous forme détritique (grains $\leqslant$ 0,25 mm).

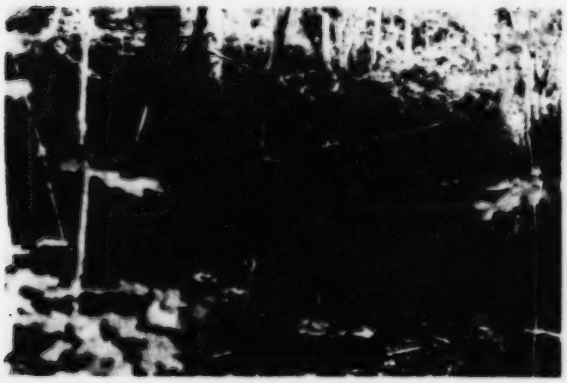


FIGURE 11 — Affleurement typique, en forme de crête, du faciès Da.

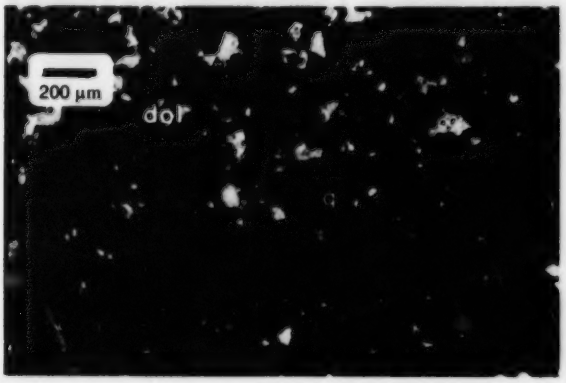


FIGURE 12 — Microphotographie montrant la texture du faciès Da; quartz (q); dolomite (dol). Lumière polarisée.

Nous estimons que les sédiments de cette unité ont une origine plutôt distale. Les différents faciès rencontrés reflètent un milieu assez tranquille pour permettre le dépôt de boue carbonatée, mais demeurent sous l'influence d'un apport important en provenance du continent, comme en témoignent les minéraux détritiques, mieux triés que ceux du Cheshire. Le Da occupe jusqu'à 70% de l'épaisseur de la Formation de Dunham.

En ce qui a trait aux analyses chimiques faites à partir d'échantillons du Da (tableau 3), elles reflètent bien la composition minéralogique de la roche, c'est-à-dire qu'on y dénote un fort pourcentage en CaO, en MgO et en SiO_2.

Faciès Db (Boucher, 1984a)

Au cours des travaux de terrain, nous avons souvent fait le rapprochement entre le faciès Db de la Formation de Dunham et le faciès d'Oak Hill de la Formation de Sweetsburg, situé directement au-dessus. Il existe effectivement une grande similarité, au point de vue pétrographique, entre ces deux unités. D'ailleurs, sur la carte géologique de Charbonneau (1980a), on remarque du Sweetsburg sous forme de lentilles contenues dans le Dunham, là où nous avons notre faciès Db de la Formation de Dunham. Ce même auteur éprouvait beaucoup de difficultés à démontrer ce fait du point de vue tectonique (communication personnelle). Nous avons donc réinterprété ce faciès en l'incluant dans la Formation de Dunham.

On retrouve le faciès Db, de façon discontinue, depuis Garrick-Corners jusqu'aux environs de Hunter-Mills. Au sud de cet endroit, ni la bande ouest ni la bande est ne montrent ce faciès. Les meilleurs affleurements sont situés à la zone de Meigs-Corners, où l'on peut voir parfaitement la relation entre S_0 et S_1. La mauvaise qualité et la rareté des affleurements sont dues au fait que cette roche s'érode facilement, ne laissant qu'un replat en dépression entre les faciès Da et Dc du Dunham. Les contacts inférieurs et supérieurs du Db n'ont été que très peu observés, mais, à quelques endroits, on note un passage franc du Da au Db, tandis que sa limite supérieure est plutôt graduelle.

La roche en place montre une alternance de silt argileux et d'argilite (lits centimétriques) de couleur brun foncé (figure 13). Essentiellement dolomitiques, ces roches incluent également des niveaux de graphite (probablement de la matière organique métamorphisée). Quelques intercalations lenticulaires ($\leq$ 1 cm) d'arénite montrent plusieurs grains de quartz cimentés par la dolomie. De la pyrite interstratifiée (environ 2%) a été rencontrée régulièrement dans le Db. Notons aussi la présence de boulettes d'argilite («clay ball») au travers des laminations.

TABLEAU 3—Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs du faciès Da de la Formation de Dunham

	96023	93466	93476
	Pourcentage du poids		
SiO_2	16,0	14,7	13,6
Al_2O_3	4,16	3,70	4,83
Fe_2O_3 total	2,44	3,22	3,06
MgO	16,0	14,9	14,3
CaO	22,0	22,9	23,5
Na_2O	0,16	0,68	0,19
K_2O	1,59	1,81	2,25
TiO_2	0,28	0,18	0,31
MnO	0,17	0,29	0,35
P_2O_5	0,10	<0,03	0,15
S	0,02	____	0,15
Ba	____	0,04	0,06
F	____	0,04	____
Perte au feu	35,7	36,6	36,0
	ppm, ppb ou g/t		
Ag	<250 ppm	<0,5 g/t	<0,5 g/t
Au	<15 ppm	<0,5 g/t	<0,5 g/t
U	<5 ppm	<2 ppm	<2 ppm
Hg	____	25 ppb	20 ppb
	ppm		
As	____	2	1
Ba	142	____	205
Be	2	____	____
Cd	<1	<0,3	<0,3
Ce	36	____	____
Co	7	3	4
Cr	4	5	4
Cu	14	8	10
Dy	7	____	____
Eu	<1	____	____
La	20	____	____
Li	12	8	17
Mo	5	<3	<3
Nd	28	____	____
Ni	3	5	6
Pb	<12	2	9
Pr	<2	____	____
Sc	5	____	____
Sm	10	____	____
Sn	____	<1	<1
Sr	104	____	____
Th	<5	____	____
V	20	____	____
W	____	<0,2	<0,2
Y	17	____	____
Zn	11	67	36

En lames minces, le faciès Db montre quelques minéraux, comme le quartz (grains allant de silt grossier à sable très fin), des phyllosilicates et de la dolomite saccharoïde. Les minéraux accessoires incluent la pyrite, des feldspaths et un peu de graphite. On y note également l'orientation préférentielle des phyllosilicates et du quartz suivant S_1. Quelques petits grains sont également fracturés. La figure 14 montre la texture de cette roche.

FIGURE 13 — Affleurement typique du faciès Db; schistosité régionale (S_1).

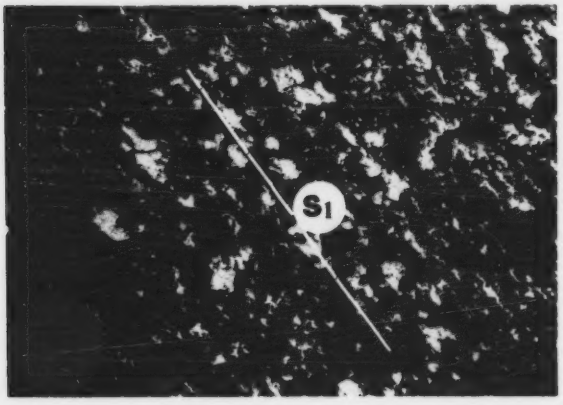


FIGURE 14 — Microphotographie montrant l'orientation préférentielle des phyllosilicates et du quartz suivant la schistosité régionale S_1 dans le faciès Db. Lumière polarisée; grossissement 63X.

Les résultats des analyses chimiques de deux échantillons représentatifs du faciès Db sont présentés au tableau 4.

Le milieu de sédimentation de ce second faciès du Dunham est probablement calme et peu profond; néanmoins, des niveaux plus sablonneux reflètent l'apport constant de matériel issu de l'érosion du continent. L'épaisseur du faciès Db n'est pas estimable à cause de son caractère lenticulaire, mais soulignons qu'il occupe, par endroit, jusqu'à 30% du Dunham.

TABLEAU 4 — Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs du faciès Db de la Formation de Dunham

	96026	93991
Pourcentage du poids		
SiO_2	40,9	60,7
Al_2O_3	9,75	17,3
Fe_2O_3 total	3,49	3,21
MgO	7,93	2,44
CaO	11,3	0,72
Na_2O	0,65	0,49
K_2O	5,30	9,01
TiO_2	0,67	0,94
MnO	0,11	0,02
P_2O_5	0,45	0,31
S	0,02	——
Ba	——	——
F	——	0,14
Perte au feu	18,2	4,01
ppm, ppb ou g/t		
Ag	<250 ppb	<0,5 g/t
Au	<15 ppb	<0,5 g/t
U	6 ppm	3 ppm
Hg	——	20 ppb
ppm (sauf ceux exprimés en %)		
As	——	2
Ba	611	0,12%
Be	4	——
Cd	<1	<0,3
Ce	65	——
Co	5	14
Cr	23	58
Cu	6	15
Dy	10	——
Eu	<2	——
La	37	——
Li	22	56
Mo	6	6
Nd	74	——
Ni	8	31
Pb	18	26
Pr	2	——
Sc	9	——
Sm	20	——
Sn	——	<1
Sr	132	——
Th	<5	——
V	55	——
W	——	<0,2
Y	36	——
Zn	22	52

Faciès Dc (Boucher, 1984a)

Cette unité occupe le sommet de la Formation de Dunham et représente le principal faciès porteur des indices de plomb-zinc. Les deux principales zones minéralisées, soit celles de Meigs-Corners et du verger Tougas, se retrouvent effectivement vers le sommet du faciès Dc. C'est particulièrement cette unité que nous avons prospectée pour trouver ces métaux.

On retrouve le faciès Dc tout au long de la bande ouest, depuis Garrick-Corners jusqu'à la frontière internationale. Il y a d'excellents affleurements aux lieux mêmes des indices et plus particulièrement à celui situé sur le lot 739 du rang IX du canton de Dunham, au nord de la zone du verger Tougas. À cet endroit, le contact supérieur de la Formation de Dunham se traduit par le passage du faciès Dc au

faciès d'Oak Hill de la Formation de Sweetsburg susjacente. Ce contact est graduel mais s'effectue sur une courte distance (environ 3 m). Le contact inférieur du faciès Dc est généralement assez franc.

En affleurement, le Dc est une dolomie massive allant du gris foncé au gris pâle et devenant, en surface altérée, d'un brun chamois caractéristique des dolomies. La roche montre un patron d'altération ruiniforme, où les nombreuses veines de quartz et de calcite ressortent clairement en relief positif (figure 15); ces veines de quartz sont presque toujours présentes dans le faciès Dc; il en sera question un peu plus loin dans la section traitant de la tectonique. En cassure fraîche, les roches de cette unité montrent plusieurs variations de faciès. On reconnaît trois types de brèches:

— **une brèche à fragments dolomitiques avec matrice dolomitique (Br_1).** Ce sous-faciès du Dc se présente comme une roche composée de fragments centimétriques ($\leqslant$ 3 cm) de dolomie à texture cristalline et d'une matrice sparitique qui se compose de dolomie, aussi cristalline, mais de couleur plus foncée. Les fragments, subanguleux à subarrondis, ne semblent pas avoir d'orientation préférentielle. La distinction entre les fragments et la matrice est parfois difficile à voir. La matrice, plus poreuse que les intraclastes, montre à plusieurs endroits des petites cavités ($\leqslant$ 1 cm) souvent remplies de calcite ou de quartz; certaines de ces cavités sont remplies de sphalérite. En effet, c'est dans ce faciès que l'on retrouve principalement la minéralisation en plomb et en zinc, laquelle constitue, avec la dolomie, la matrice de la brèche à plusieurs endroits. En dernier lieu, le faciès Dc du Dunham est souvent formé presque exclusivement de ce type de brèche;

— **une brèche à fragments dolomitiques avec matrice argileuse (Br_2).** Ce deuxième type de brèche se présente comme une roche à fragments subarrondis dont la matrice est argileuse. Les éléments, de dimensions comparables à celles des éléments de la brèche décrite précédemment (Br_1), semblent avoir ici une orientation préférentielle dans le sens de la schistosité régionale S_1. Une structure de glissement indique que les fragments de dolomie étaient plus ou moins consolidés lors de la bréchification. La matrice occupe rarement plus de 25% de la roche et elle est à certains endroits presque inexistante. La sphalérite accompagne localement la matrice de cette brèche, mais, dans ce cas, la minéralisation n'est jamais abondante. Ce type de brèche, monogénique, n'est pas très fréquent dans le faciès Dc. Signalons que le faciès Da présente fréquemment ce genre de sous-faciès;

— **une brèche constituée de fragments de dolomie cimentés par du quartz et de la calcite (Br_3).** Cette roche, très fréquente dans le faciès Dc, est le résultat d'un système de veines très développé. Les fragments varient en grosseur mais sont toujours de même nature. Nous pensons que ces veines sont du même type que celles de la figure 15, car elles forment souvent un réseau orthogonal similaire.

FIGURE 15 — Affleurement typique du faciès Dc montrant des veines de quartz.

Aucune autre structure sédimentaire, sauf celles citées plus haut, n'a été rencontrée dans le Dc. Le litage, quasi inexistant dans ce faciès, se traduit par la présence de petits lits ($\leqslant$ 5 cm) d'argilite dolomitique intercalés dans la dolomie.

En lames minces, le faciès Dc révèle plusieurs caractéristiques pétrographiques. Tout d'abord, la minéralogie est assez simple et regroupe la dolomite, le quartz, la pyrite et, dans quelques cas, du graphite. On note également des variations importantes de la dimension des cristaux de dolomite, et ce, à même les fragments. La figure 16 montre un exemple de cette texture. Nous pensons qu'elle est due à un remplacement sélectif de la calcite par de la dolomite (Scholle, 1978). Pour ce qui est des fragments, ils possèdent une granulométrie variable et ils sont unis par des stylolithes (figure 17). Chaque élément est composé de dolomite montrant une texture saccharoïde. Plusieurs lames montrent également des grains de quartz (particules silteuses) dispersés dans une dolomie impure (figure 18). Le pourcentage des éléments détritiques varie d'un fragment à l'autre. On note, de plus, que les cavités qu'on retrouve dans la roche sont remplies de cristaux grossiers de dolomite.

Les différents faciès de l'unité Dc reflètent, semble-t-il, un milieu de sédimentation du type «carbonate de pente». Les différents types de brèches représentent l'effondrement, à divers degrés, de bancs de calcaire qui sont par la suite amenés dans le bassin de sédimentation grâce aux courants de turbidité. Ce milieu est dit «transitionnel», car il comporte à la

FIGURE 16 — Microphotographie montrant les variations de granulométrie des cristaux de dolomite du faciès Dc. Lumière polarisée.

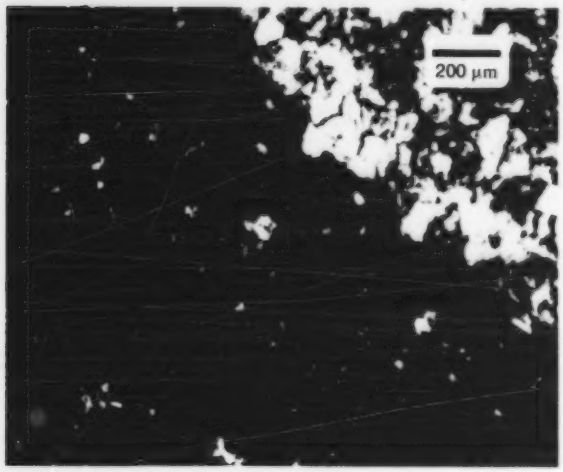


FIGURE 17 — Microphotographie montrant des joints stylolithiques entre les fragments de dolomie du faciès Dc. Lumière polarisée.

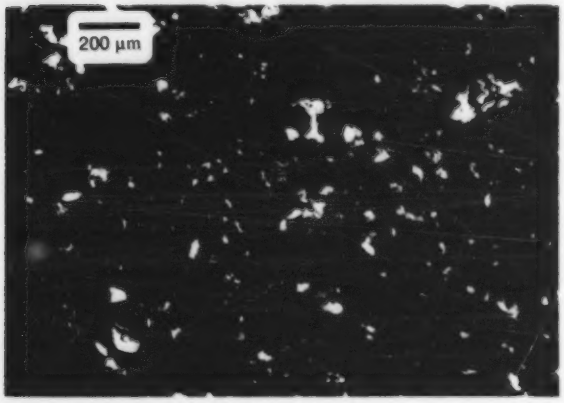


FIGURE 18 — Microphotographie montrant une dolomie impure du faciès Dc de la Formation de Dunham. Lumière polarisée.

fois du calcaire bréchifié et des sédiments fins, pélagiques (McIlreath & James, 1979). Il en résulte une alternance de lits argileux, de bancs de carbonates et de lits de quartzite. En fait, toute la Formation de Dunham serait apparemment issue de ce genre de milieu de sédimentation.

Les résultats des analyses chimiques présentés au tableau 5 montrent une répartition normale des divers éléments. Le pourcentage relativement élevé du quartz reflète le caractère impur du carbonate.

Calcaire micritique (Boucher, 1985)

Une bande de calcaire gris, micritique, affleure entre la frontière internationale, au sud, et le chemin du Diable, au nord. Ce calcaire, bordé à l'est par le faciès Da et à l'ouest par le marbre, ne se retrouve nulle part ailleurs dans la région cartographiée. D'aspect plutôt massif, ce faciès de la Formation de Dunham montre une grande homogénéité de composition. Le passage du faciès Da au calcaire n'a pas été observé en surface, mais il serait franc, d'après les résultats de certains forages effectués dans la région. On estime l'épaisseur de ce faciès à dix mètres au maximum.

L'examen des lames minces de ce calcaire montre une roche à grains très fins. Cette micrite, très homogène, inclut parfois de la pyrite et elle est régulièrement entrecoupée de veinules de calcite.

La présence de ce banc de calcaire parmi les unités dolomitiques est unique dans la région de Dunham. Nous pensons que ce faciès aurait échappé à la dolomitisation régionale à cause d'un phénomène inconnu jusqu'à maintenant. Nous n'avons cependant observé aucun front de dolomitisation.

Au tableau 6, on donne les résultats de l'analyse chimique d'un échantillon de ce calcaire micritique (96037).

Marbre (Boucher, 1985)

À l'est du calcaire micritique, en contact normal, on retrouve du marbre vers le sommet de la Formation de Dunham. Situé au sud de la région, ce marbre se rencontre également au Vermont. Il s'agit d'un marbre calcareux allant du blanc au jaunâtre, dans lequel est inclus, de façon aléatoire, un marbre calcaro-dolomitique à couleur d'altération brunâtre. L'épaisseur de ce marbre est impossible à déterminer à cause de la rareté du litage. En affleurement, ce type de roche montre une schistosité bien développée, où l'on voit la chlorite, la séricite et la muscovite formant le plan S_1. On note également une altération karstique assez fréquente.

TABLEAU 5 — Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs du faciès Dc de la Formation de Dunham

	96030	96032	96033	96034
	Pourcentage du poids			
SiO_2	6,10	9,82	6,67	7,48
Al_2O_3	1,79	1,75	1,33	1,13
Fe_2O_3 total	1,76	2,09	1,59	1,87
MgO	18,4	17,9	18,7	18,3
CaO	26,6	26,4	26,4	27,7
Na_2O	0,03	0,04	0,06	0,07
K_2O	0,89	1,01	0,80	0,66
TiO_2	0,14	0,08	0,09	0,07
MnO	0,35	0,34	0,36	0,32
P_2O_5	0,14	0,07	0,04	0,03
S	0,24	0,03	0,03	0,02
Perte au feu	41,4	40,0	42,3	42,2
	ppm ou ppb			
Ag	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb
Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb
U	<5 ppm	<5 ppm	<5 ppm	6 ppm
	ppm (sauf ceux exprimés en %)			
Ba	317	518	332	195
Be	1	1	1	1
Cd	59	7	88	5
Ce	21	11	11	13
Co	3	3	3	4
Cr	<2	<2	<2	<2
Cu	<1	<1	<1	<1
Dy	3	3	3	3
Eu	1	<1	<1	<1
La	11	9	7	9
Li	9	4	4	5
Mo	7	<4	8	<4
Nd	<25	<25	<25	<25
Ni	6	5	6	5
Pb	16	20	38	251
Pr	<2	<2	<2	<2
Sc	3	2	3	2
Sm	<2	<2	<2	<2
Sr	383	334	260	330
Th	<5	<5	<5	<5
V	9	7	5	5
Y	18	12	11	11
Zn	0,76%	196	0,82%	64

La composante calcareuse se révèle entièrement formée de calcite cristalline, incluant du quartz sous forme détritique. La composante calcaro-dolomitique montre une texture saccharoïde à cristaux fins, formée essentiellement de dolomite. Dans chacune des composantes, on retrouve toujours des grains de quartz détritiques. En affleurement, les cristaux de calcite sont moins fréquents que prévu.

La présence de ces faciès métamorphiques est due à la transformation de calcaire et de dolomie survenue lors du développement de la faille de chevauchement située directement à l'ouest des faciès. Ce phénomène, très local, n'a affecté que les roches de la bande est.

Les résultats des analyses chimiques de ces faciès, présentés au tableau 6 (96036, 96038 et 96039), montrent un pourcentage élevé en SiO_2, tandis que les autres éléments demeurent en quantité normale.

FORMATION DE SWEETSBURG (CLARK, 1936; CHARBONNEAU, 1980a)

Cette formation, sus-jacente à la Formation de Dunham, a été redivisée par Charbonneau (1980a), qui y regroupe maintenant les anciennes formations d'Oak Hill et de Scottsmore (Clark, 1936). Comme le mentionne Charbonneau, ces faciès (anciennes formations d'Oak Hill et de Scottsmore) se retrouvent près de la base du Sweetsburg, mais ne sont pas cartographiables et sont souvent lenticulaires, étant intercalés à divers niveaux dans les ardoises du Sweetsburg. D'ailleurs, nous avons été en mesure de vérifier

TABLEAU 6 — Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs des faciès de la bande est de la Formation de Dunham

	96036	96037	96038	96039
	Marbre calcaire	Calcaire micritique	Marbre dolomitique	Marbre dolomitique
		Pourcentage du poids		
SiO_2	14,8	16,9	51,0	11,5
Al_2O_3	3,47	4,40	8,92	2,60
Fe_2O_3 total	2,34	1,70	1,75	1,88
MgO	5,76	3,17	5,45	6,93
CaO	34,9	36,7	10,6	36,6
Na_2O	0,19	0,88	2,64	0,14
K_2O	1,58	1,53	2,62	1,46
TiO_2	0,20	0,25	0,47	0,14
MnO	0,06	0,11	0,22	0,08
P_2O_5	0,09	0,03	0,33	0,06
S	0,02	0,06	0,08	0,02
Perte au feu	35,1	32,9	14,5	37,4
		ppb ou ppm		
Ag	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb
Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb
U	6 ppm	<5 ppm	5 ppm	<5 ppm
		ppm		
Ba	180	266	619	212
Be	1	2	2	2
Cd	1	5	7	4
Ce	39	49	54	35
Co	5	4	<3	4
Cr	<2	<2	<2	<2
Cu	<1	<1	<1	<1
Dy	4	5	4	4
Eu	1	1	2	<1
La	25	28	27	23
Li	6	15	19	8
Mo	<4	<4	<4	<4
Nd	25	29	42	<25
Ni	7	12	8	10
Pb	<12	<12	22	<12
Pr	<2	<2	<2	<2
Sc	5	7	6	4
Sm	3	4	4	4
Sr	268	411	211	300
Th	<5	<5	<5	<5
V	18	29	28	25
Y	23	25	20	21
Zn	23	67	27	23

ce fait, et tout indique que cette modification est justifiée.

La Formation de Sweetsburg regroupe trois faciès principaux: le faciès d'Oak Hill, le faciès de Scottsmore et le faciès d'ardoise rubanée.

Faciès d'Oak Hill (Oak)

La roche est une ardoise laminée, de couleur allant du brun foncé au gris. Elle est très similaire au faciès Db de la Formation de Dunham. En plus de l'ardoise laminée, on retrouve des petits lits silteux blanchâtres révélant une stratification, ce qui est plutôt rare dans ce faciès. Les meilleurs affleurements du faciès d'Oak Hill se situent près de Hunter-Mills. Très lenticulaire, la roche devient dolomitique près du Dunham.

Faciès de Scottsmore (Scs)

Cette unité est l'une des plus hétérogènes que l'on ait rencontrée. Constituée majoritairement de quartzite, elle inclut une dolomie massive, un grès mature, un conglomérat dolomitique et une argilite noire

laminée; de plus, un faciès très similaire, par endroit, au faciès Dc du Dunham a été rencontré régulièrement lors de notre cartographie. Les différents éléments grossiers formant la roche sont issus de l'érosion de formations directement sous-jacentes (Dunham, Oak Hill) ou latéralement équivalentes (Oak Hill, Sweetsburg).

Faciès d'ardoise rubanée (Swe)

Ce faciès occupe la majeure partie de la Formation de Sweetsburg et il est présent tout au long de la zone cartographiée. Le contact entre le Dunham et le Sweetsburg est souvent représenté par le passage de la dolomie massive au faciès d'ardoise rubanée. Les meilleurs affleurements d'ardoise se trouvent dans la partie nord de la région et montrent un bon rubanement. Composé d'une alternance d'ardoise silto-dolomitique, de lamines d'ardoise de couleur noire et de lits minces de quartzite dolomitique, ce faciès se caractérise par sa couleur d'altération bleutée ainsi que par son éclat soyeux le long du clivage de la roche.

Les résultats d'analyses chimiques de cinq échantillons provenant de divers faciès de la Formation de Sweetsburg sont présentés au tableau 7.

TABLEAU 7 — Résultats des analyses chimiques d'échantillons représentatifs des faciès de la Formation de Sweetsburg

	96027	96029	96024	96025	96028
	Scottsmore	Scottsmore	Scottsmore	Sweetsburg	Oak Hill
			Pourcentage du poids		
SiO_2	14.4	36.5	53.9	59.8	61.1
Al_2O_3	1.54	6.63	20.5	17.3	16.1
Fe_2O_3 total	0.86	3.19	6.23	6.83	3.90
MgO	17.2	9.94	3.43	3.40	2.50
CaO	25.3	15.2	0.20	0.32	1.09
Na_2O	<0.01	1.22	1.04	2.42	1.33
K_2O	0.77	3.69	7.88	3.40	7.92
TiO_2	0.09	0.44	1.02	0.75	0.98
MnO	0.05	0.09	0.12	0.10	0.08
P_2O_5	0.03	0.17	<0.03	<0.03	0.23
S	0.01	0.02	0.08	0.02	0.01
Perte au feu	39.0	23.4	3.57	3.92	3.18
			ppm ou ppb		
Ag	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppb	<250 ppm
Au	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppb	<15 ppm
U	<5 ppm	5 ppm	<5 ppm	5 ppm	6 ppm
			ppm (sauf ceux exprimés en %)		
Ba	0.10%	0.10%	590	596	0.22%
Be	3	1	7	5	5
Cd	5	1	<1	<1	4
Ce	71	29	123	17	68
Co	4	3	17	8	12
Cr	<2	<2	260	81	49
Cu	<1	<1	28	22	<1
Dy	3	3	4	5	4
Eu	1	1	2	1	2
La	32	29	73	9	33
Li	15	4	36	40	39
Mo	<4	<4	5	6	<4
Nd	49	<25	112	48	64
Ni	10	4	35	43	33
Pb	29	<12	31	33	14
Pr	<2	<2	3	<2	<2
Sc	7	5	20	16	14
Sm	<5	<2	17	8	7
Sr	109	176	42	39	79
Th	5	<5	<5	<5	<5
V	36	18	113	116	103
Y	16	19	14	18	20
Zn	38	12	60	68	70

Commentaires sur la dolomitisation des sédiments

Il s'agit ici de discuter l'hypothèse d'une origine métasomatique (dolomitisation) des sédiments rencontrés. Nous sommes conscients, cependant, que la problématique de la dolomitisation reste un phénomène très controversé (Zenger, 1980; Enos, 1978) et que le processus de formation d'une roche dolomitique est variable d'un endroit à l'autre.

Le premier argument en faveur de la dolomitisation des sédiments du Groupe d'Oak Hill est l'environnement. D'après nos observations, les sédiments de ce groupe auraient été déposés en milieu franchement marin et en zone de talus continental. La quantité importante de sédiments fins par rapport aux quelques niveaux de grès ou de conglomérat, d'énergie plus élevée, suggère un tel environnement. Donc, dans ce milieu, il est peu probable que la formation de dolomie pénécontemporaine soit possible, l'environnement étant trop froid et déficient en NaCl comparativement à la zone de plate-forme. Toujours du point de vue de l'environnement, l'absence de grandes quantités de calcaire — souvent présent là où on trouve de la dolomie pénécontemporaine — témoigne du milieu peu propice à la genèse de la dolomie.

Le second argument invoqué pour appuyer cette hypothèse est la distribution généralisée de la dolomite dans la quasi-totalité des formations du Groupe d'Oak Hill. Cette non-discrimination du fluide magnésien fait en sorte que les conglomérats, les grès et les sédiments plus fins comportent toujours une matrice dolomitique. L'exception à cette règle est le calcaire micritique de la Formation de Dunham. Cette unité a dû échapper à la métasomatose pour des raisons de circulation du fluide, de composition du calcaire ou de porosité (ce phénomène de dolomitisation sélective est fréquent dans les zones ayant subi ce genre de transformation).

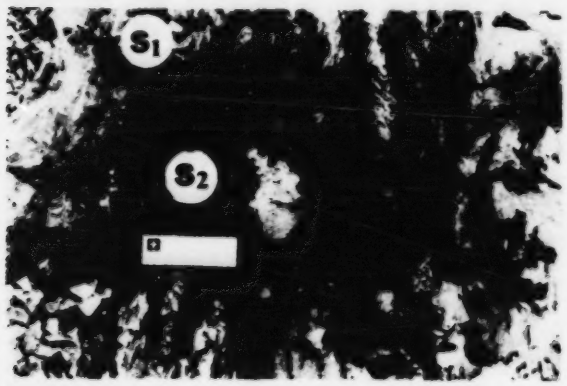


FIGURE 19 — Affleurement de dolomie, près de Garrick-Corners, montrant le clivage de crénulation S_2 reprenant la schistosité régionale S_1 (le carton blanc mesure 65 mm).

En dernier lieu, les lames minces nous montrent quelques phénomènes résultant d'une dolomitisation. Les variations brusques de granulométrie dans la roche, la création d'une porosité secondaire — offrant des cavités où s'installe parfois la sphalérite — et l'absence générale de structure sédimentaire ou de fossile sont toutes des caractéristiques qui tendent à favoriser l'hypothèse de la circulation d'un fluide magnésien créant la dolomitisation.

Le modèle invoqué pour cette dolomitisation demeure spéculatif. Nous pensons que des solutions mises en mouvement par un réchauffement du fluide contenu dans les sédiments du bassin auraient créé un flux contenant les ions Mg^{++} nécessaires à la dolomitisation (Enos, 1978).

Tectonique

La géologie structurale de la région étudiée a été très bien décrite par Charbonneau (1980a et 1980b). Cet auteur regroupe les différents éléments structuraux en domaines et en sous-domaines, qui sont délimités par des failles, surtout de chevauchement. Le contenu de la présente section se limite donc aux phénomènes rencontrés lors de la cartographie, lesquels sont traités d'un point de vue surtout descriptif plutôt qu'interprétatif.

TECTONIQUE SOUPLE

La région étudiée révèle deux foliations, soit une régionale S_1 et une locale S_2. La première consiste en une schistosité ou un clivage ardoisier de plan axial présent partout, tandis que la deuxième se traduit par un clivage de crénulation (figure 19) ou par de petits plis P_2 (figure 20). La foliation locale serait tardive comparativement à la foliation S_1; la foliation S_2, orientée NNE et subverticale, reprend la foliation régionale, qui est de direction NE avec un pendage vers le SE.

Aucun pli synsédimentaire P_0 n'a été découvert lors de nos travaux de terrain. Ces plis ne semblent se retrouver, comme le souligne Charbonneau, que dans la Nappe de Stanbridge. Par contre, plusieurs plis P_1 de première phase ont été relevés et ils sont rapportés sur les cartes métallogéniques (2034 A, 2034 B et 2034 D). Ce sont des plis parfois très serrés ou ouverts, qui reprennent le litage S_0, dont le pendage s'ouvre ordinairement vers le SE. L'Anticlinal du mont Pinacle («l'Enosburg Falls Anticline», du Vermont), subordonné à l'Anticlinorium des monts Sutton, règle l'attitude des strates et comporte des plis d'entraînement que nous avons observés sur le terrain. L'axe de ces plis P_1 plonge légèrement vers le NE. Ces structures sont d'ordre hectométrique.

Les structures engendrées par la deuxième phase de déformation sont peu abondantes. À la figure 21,

FIGURE 20 – Affleurement de dolomie, près de Garrick-Corners, montrant la schistosité régionale S_1, plissée en un pli P_2.

on voit la foliation S_1 reprise par la foliation S_2 et montrant une ondulation caractéristique due à la déformation. Il ne faut cependant pas confondre cette ondulation avec la réfraction de clivage d'une strate à l'autre, souvent visible dans le faciès Db (figure 22).

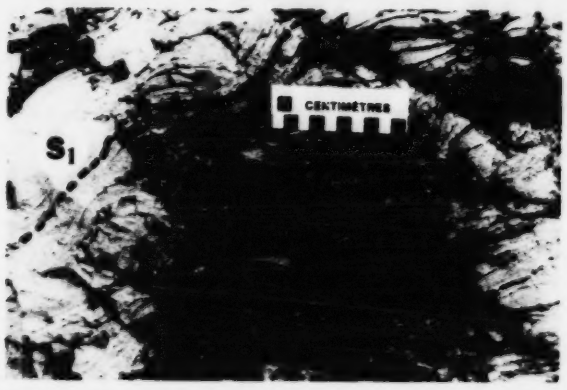


FIGURE 21 – Affleurement de dolomie, à Hunter-Mills, montrant la schistosité régionale S_1, ondulée par la deuxième phase de déformation (non visible).

FIGURE 22 – Affleurement de dolomie, près de la zone du verger Tougas, montrant une réfraction de la schistosité régionale S_1 d'une strate à l'autre (S_0).

TECTONIQUE CASSANTE

Les structures cassantes observées sont présentes partout dans notre région et consistent en joints, en veines et en failles de décrochement et de chevauchement. Les joints et les veines recoupent toutes les structures décrites précédemment. Les veines de quartz et les veines de quartz et de calcite rencontrées dans la Formation de Dunham sont de ce type. À ce sujet, il est intéressant de signaler un phénomène particulier aux dolomies du Dunham. À la figure 23, on peut voir le litage S_0 délimité par un réseau de veines. Nous attribuons ce phénomène aux variations dans la quantité de quartz disponible dans chaque lit, ce qui a pour effet de développer un bon réseau là où la strate contient beaucoup de silice.

Tout au long de la Formation de Dunham, nous avons interprété plusieurs failles de décrochement. Ces interprétations sont basées sur la discontinuité dans l'alignement des strates rocheuses (cartes 2034 A et 2034 B). Bien qu'aucune observation directe des

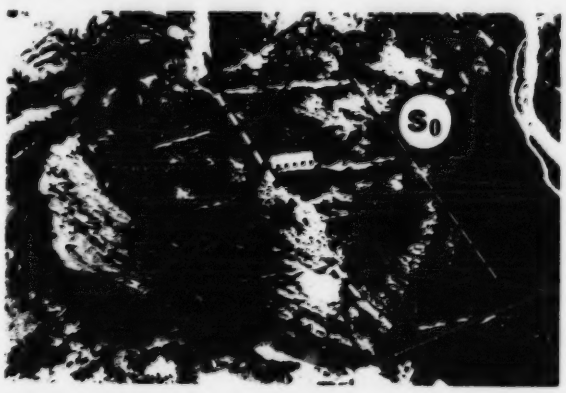


FIGURE 23 – Affleurement du faciès Da montrant le litage S_0 à partir de la distribution des veines de quartz. Le carton blanc mesure 10 cm.

caractéristiques propres à ce genre de faille n'ait été faite, nous pensons qu'elles existent, surtout si l'on considère la zone située au sud de la région cartographiée, près du chemin du Diable. Cette zone montre des contacts anormaux, lesquels nécessitent une contrainte horizontale maximale de direction N45°. Nous ne connaissons pas, cependant, la relation exacte entre ces structures et la tectonique souple décrite précédemment.

Deux failles de chevauchement majeures furent cartographiées et parcourent la région du sud au nord. Sur la partie sud de la carte 2034 B, la faille la plus à l'ouest dédouble la Formation de Dunham en deux bandes parallèles. Sur la carte 2034 A, l'effet de ces failles est plus limité. On retrouve apparemment ces failles de chevauchement au sud de la frontière. Il s'agit de la «Hinesburg Thrust» et de la «Fairfield Pond Thrust» (Carter, 1954), qui sont des failles incluses dans la Nappe d'Oak Hill.

Métamorphisme

Les roches que l'on retrouve dans la région étudiée sont très peu métamorphisées. Le métamorphisme, cependant, s'accentue graduellement vers l'est pour atteindre le faciès des schistes verts aux environs de Sutton (Schistes de Sutton). Localement, la roche montre des effets du métamorphisme régional dynamothermique, comme l'apparition de plans soyeux (séricite) dans les phyllades. Les roches compétentes peuvent montrer, en lames minces, une texture saccharoïde, mais nous ne pouvons affirmer que ce soit bien la conséquence du métamorphisme, car cela pourrait être le résultat de la diagenèse.

En somme, nous pouvons conclure que les roches de notre région sont très faiblement métamorphisées, exception faite de la présence de marbre près d'une faille de chevauchement (carte 2034 B).

Gîtologie des indices de plomb-zinc

Le présent chapitre traite essentiellement de l'aspect descriptif des indices de plomb-zinc de la région de Dunham. Qu'elles soient internes ou externes, les caractéristiques établies, propres à ces minéralisations, couvrent autant la morphologie du gîte que son comportement géochimique (inclusions fluides et isotopes du soufre). À partir des résultats des différentes techniques d'examen, il nous sera donc possible de cerner le comportement des fluides responsables de la formation des corps minéralisés.

Localisation et position stratigraphique

Nous avons observé une dizaine de sites minéralisés en plomb-zinc dans la région de Dunham. Ils sont localisés à la figure 3 ainsi que sur les cartes métallogéniques (2034 A et 2034 B). Parmi les indices observés, on peut qualifier de gîtes les zones de Meigs-Corners et du verger Tougas, qui représentent des amas ayant fait l'objet de travaux de mise en valeur. Ces deux zones ont été cartographiées en détail (échelle 1:400[e]) à l'aide de la planchette (cartes 2034 C et 2034 D). Il faut préciser que le zinc se retrouve fréquemment tout au long de la bande de roche porteuse de la minéralisation et que seuls les endroits où les teneurs atteignent 1% ont été notés sur les cartes. Du nord au sud, nous retrouvons neuf principaux indices:

- indice [1]*, lot 707: ce premier indice est situé dans le canton de Dunham (rang VIII), à 200 m au sud-ouest de Garrick-Corners, près de l'intersection de la route 202 et du chemin Symington. La roche hôte est une dolomie silteuse du faciès Da du Dunham, minéralisée en galène et en sphalérite. Cet indice a été rapporté pour la première fois par Boucher (1984a), mais la compagnie Labrador Exploration Ltd. (Québec) le connaissait déjà;
- indice [2], lot 741: ce deuxième indice, appelé zone de Meigs-Corners, se trouve directement à 1,7 km au sud-ouest du premier indice (rang IX), également dans le canton de Dunham. À cet endroit, un affleurement du faciès Dc montre de la galène et de la sphalérite occupant les cavités d'une brèche poreuse. C'est Charbonneau (1975) qui, le premier, a indiqué la présence de cet amas de sulfures;
- indice [3], lot 739: à 1 km au sud-ouest de la zone de Meigs-Corners (rang IX), toujours dans le canton de Dunham, se trouve le troisième indice. De la galène et de la sphalérite se présentent sous la même forme que dans l'indice précédent, soit dans le faciès sommital de la Formation de Dunham (Dc). C'est Boucher (1984a) qui a rapporté cet indice pour la première fois. La Labrador Exploration Ltd. (Québec) le connaissait, semble-t-il, depuis 1980;
- indice [4], lot 737: cet indice, la zone du verger Tougas, se trouve sur le côté nord d'un chemin de terre, à environ 600 m au sud-ouest du troisième indice. Situé dans le rang IX du canton de Dunham, ce gîte, bien connu de la Labrador Exploration Ltd. (Québec), tire son nom du propriétaire du terrain. Cette concentration plombo-zincifère, la plus importante de toutes, consiste en de la galène et de la sphalérite incluses dans une brèche à fragments dolomitiques du faciès Dc. Boucher (1984a) est le premier à signaler cet indice;
- indice [5], lot 737: le cinquième indice mis à jour par Boucher (1984a) se trouve sur le bord est du chemin de Meigs-Corners, à environ 270 m au sud-ouest de la zone du verger Tougas. Toujours dans le canton de Dunham, cet indice est situé dans le rang IX. Il est très similaire à ceux décrits précédemment et il est inclus dans le faciès Dc.

En ce qui a trait aux indices suivants, situés au sud de la région, ils se trouvent dans la seigneurie de Saint-Armand (paroisse est) et ils recèlent principalement une seule substance économique, le zinc. Ces indices étaient déjà connus de la Labrador Exploration Ltd. (Québec):

- indice [6], lot 388: un affleurement, situé à environ 700 m directement au sud du camping des chutes Hunter, montre le faciès Dc, qui contient principalement de la sphalérite avec un peu de galène. On trouve également quelques blocs fortement minéralisés près du sentier menant à l'affleurement ainsi que dans le sentier lui-même;
- indice [7], lot 387: à 200 m au sud-ouest de l'indice précédent, on trouve une minéralisation essentiellement zincifère. Le faciès Dc contient le sulfure;
- indice [8], lot 411: il est situé à 220 m directement à l'ouest de l'intersection des chemins du Diable et Eccles-Hill. On trouve des affleurements du

* Les chiffres entre crochets renvoient aux cartes et à la figure 3 pour la localisation des indices.

faciès Dc qui contiennent une minéralisation surtout zincifère;

— indice [9], lot 413: il est situé à environ 170 m de l'indice précédent, suivant une direction sud-ouest. Le faciès sommital du Dunham (Dc) renferme uniquement de la sphalérite à cet endroit.

Mis à part ces différents gîtes et indices, nous avons également visité d'autres minéralisations du même type, soit:

— un indice situé dans l'extension nord de la Formation de Dunham, près de Cowansville (figure 24), et qui est décrit dans la fiche de gîte minéral n° 31H/2-3. Il s'agit d'une minéralisation similaire aux indices situés près de Dunham; l'unité hôte des sulfures correspond bien à la Formation de Dunham (faciès Da ou Dc);

— des indices zincifères du comté de Franklin, au Vermont, situés près de la frontière internationale (figure 24). Ces minéralisations sont toutes dans la Formation de Dunham;

— le gisement de Brandon (Oram Mine, abandonnée), situé à quelque 145 km de la frontière internationale, dans le comté de Rutland (figure 24). De prime abord, nous pensions que ce gisement correspondait aux minéralisations de Dunham (d'après les documents américains), mais il semble que la formation porteuse de ce gisement (Formation de Monkton) correspond plutôt à des faciès dits de «plate-forme» n'ayant aucun lien direct avec nos indices. Nous reviendrons, plus loin dans le texte, sur les liens indirects qui existent entre le gisement de Brandon et la Formation de Dunham.

Sur le plan stratigraphique, les indices décrits précédemment sont généralement situés au niveau du faciès Dc de la Formation de Dunham. Si l'on se réfère aux cartes 2034 A et 2034 B, ce fait est bien reconnaissable. Un seul indice, celui situé près de Garrick-Corners, se retrouve dans le faciès Da. La Formation de Dunham, qui porte entièrement la minéralisation plombo-zincifère de la région, représente donc l'unité principale à prospecter. C'est pourquoi nous avons défini cette dernière comme étant le meilleur métallotecte (Boucher, 1984b).

Plus spécifiquement, nous avons observé que les sulfures occupent fréquemment la partie supérieure du faciès Dc, comme le montre les cartes des zones de Meigs-Corners et du verger Tougas. Ce phénomène n'est pas nouveau (Hoagland, 1976) et indique que la quantité de solution hydrothermale en mouvement dans le Dunham (sédiments relativement poreux) aurait été restreinte par la présence de particules argileuses (circulation presque nulle à cause de la faible perméabilité du sédiment argileux).

Sur la carte détaillée de la zone de Meigs-Corners, on observe des variations d'épaisseur des unités Db et Dc. On remarque, de plus, que la zone minéralisée

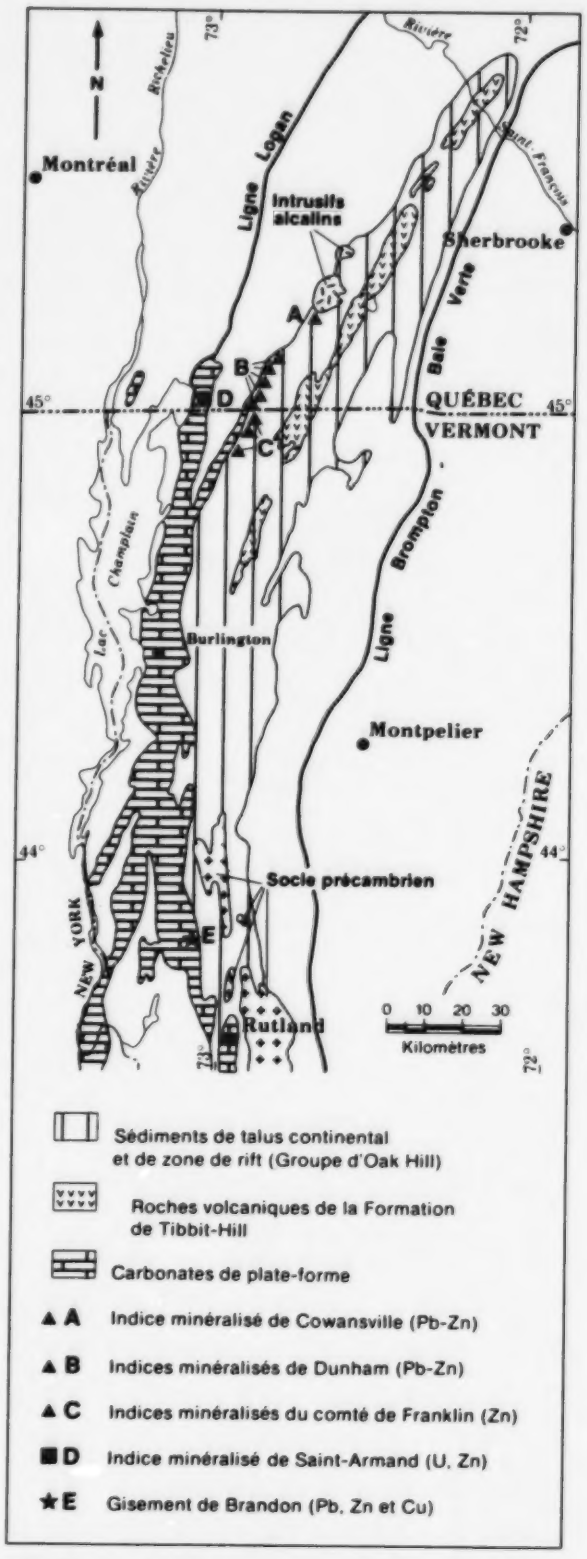


FIGURE 24 — Localisation des indices zincifères et du gisement de Brandon (Vermont) par rapport au Groupe d'Oak Hill et aux sédiments déformés de plate-forme.

semble coïncider avec ce phénomène. D'après nous, ce comportement des faciès du Dunham n'a joué aucun rôle dans la localisation de la zone. Ces variations d'épaisseur ne sont le reflet que de la tectonique (plis P_1). D'ailleurs, ce phénomène n'a été observé qu'à cet endroit.

En somme, la position stratigraphique des amas de zinc ou de plomb-zinc semble être principalement déterminée par ce toit argileux, qui faisait obstacle à la migration des fluides. Le faciès Dc du Dunham représente l'unité hôte caractéristique des indices, à cause de la présence d'une porosité permettant le captage des métaux.

Caractéristiques externes

MORPHOLOGIE

Les différentes concentrations métallifères de la Formation de Dunham (de Cowansville au Vermont) sont regroupées sous le terme «gîte stratoïde» («stratabound»). En effet, les zones où se trouve le minerai sont parallèles à la stratification, mais elles se retrouvent de façon discontinue le long de l'unité hôte (figure 24), contrairement aux gîtes dits «stratiformes» («stratiform») qui, eux, forment un horizon métallifère continu qui peut être suivi sur une grande distance.

Plusieurs gisements importants de type «Mississippi Valley» ou de type «Appalachian Zinc-Lead» affichent ce caractère discontinu. Le gisement de Pine Point (Territoires du Nord-Ouest) se compose d'une quarantaine de masses minéralisées en plomb-zinc (environ 75 000 000 de tonnes de minerai au total), situées principalement le long d'un complexe récifal dévonien (Lajoie & Klein, 1979; Campbell, 1967). Les gisements du centre du Tennessee, de la Virginie (Timberville), de la Pennsylvanie (Friedensville, Zinc Mine) et de Terre-Neuve (Daniel's Harbour) se retrouvent tous confinés à quelques centaines de mètres sous une surface d'érosion continentale — discordance entre l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien moyen — (Hoagland, 1976).

On voit donc que l'aspect stratoïde de ce genre de minéralisation lie systématiquement les différents districts miniers sur de grandes distances. Nous observons également ce phénomène dans notre région, où l'ensemble des indices répertoriés est limité au même horizon stratigraphique (préférentiel), sans toutefois en occuper la totalité.

À l'échelle locale, on observe une zonation entre le plomb et le zinc au sein même de l'indice. Selon les cartes détaillées des zones de Meigs-Corners (2034 C) et du verger Tougas (2034 D), on note une répartition assez franche des sulfures. Une première partie, constituée de galène, occupe le centre de l'indice (coeur de galène) et est généralement de dimension décamétrique ($\leqslant$ 10 m). Il s'agit d'une concentration plus ou moins sphérique d'agrégats polycristallins de galène occupant une zone de bréchification intense. Par ailleurs, la galène étant un minéral réagissant rapidement à des déformations structurales à basse température (Atkinson, 1974), c'est dans ce coeur de galène que l'on retrouve des évidences de déformations (galène recristallisée et veines de galène secondaire). En affleurement, ce sulfure se présente sous l'aspect de petites bosses ($\leqslant$ 5 cm), suite à une altération plus poussée de la dolomie. Par altération, la galène se transforme en anglésite ($PbSO_4$), qui ne se différencie pas facilement d'une calcite finement cristalline. Afin de les distinguer, nous avons utilisé à l'occasion une solution colorante («lead zap») qui transforme la couleur de l'anglésite en un jaune canari. On rencontre parfois de la pyrite associée à la galène, en quantité très faible (moins de 0,5%). Ce sulfure se retrouve généralement dans les veines secondaires.

On trouve ensuite l'auréole zincifère qui ceinture le coeur de galène. Cette deuxième partie du gîte ($\leqslant$ 110 m) se compose presque exclusivement de sphalérite. C'est en fait cette partie qui donne au gîte son allure générale concordante. Constituée de sphalérite automorphe allant du jaune pâle au rougeâtre, la minéralisation se présente comme une imprégnation (moucheture) dans la dolomie. Les brèches, évidentes dans le coeur de galène, n'apparaissent plus aussi distinctement ici. Il faut scier l'échantillon et polir une surface pour apercevoir les différents éléments anguleux et voir la sphalérite accompagnant la matrice dolomitique grossière de la brèche. On ne note aucune structure résultant de la déformation régionale, si ce n'est la remobilisation du zinc dans les veines de quartz présentes dans la Formation de Dunham. En altération, la sphalérite se transforme fréquemment en calamine (silicate hydraté de zinc), ce qui donne une couleur rouille au minéral. On peut utiliser une solution colorante («zinc zap»), permettant cette fois-ci de colorer la calamine en un rouge sang pour la distinguer de la limonite.

RELATIONS ENTRE LA MINÉRALISATION ET LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES

Dans la présente section, il sera question de la relation qui existe entre les indices et le résultat des déformations tectoniques. Cela aura une influence directe sur la localisation des forages et l'interprétation qui en découlera.

Rappelons tout d'abord que les strates du Dunham ont principalement été déformées lors de la première phase. Il en a résulté des plis parasitiques (plis d'entraînement) subordonnés à l'anticlinal du mont Pinacle. Ces plis, d'une longueur d'onde relati-

vement courte (environ 30 m à la zone du verger Tougas), donnent l'impression d'épaissir ou d'amincir les strates, suivant que l'on observe une charnière ou un flanc. Cela complique grandement l'interprétation des variations latérales de faciès du Dunham. La zone minéralisée obéit également à ce style de plis, ce qui rend difficile la découverte de minerai en profondeur. La figure 25 illustre ce phénomène. C'est pourquoi nous suggérons aux compagnies intéressées à procéder à la mise en valeur de ces indices de bien cerner le comportement structural du Dunham; l'extension en profondeur de l'amas ne peut être interceptée que si les forages sont effectués assez loin de l'indice, à cause du plissement rapide des strates.

Caractéristiques internes

Les gîtes et les indices de plomb-zinc de la région de Dunham montrent un seul type de minéralisation: de la galène et de la sphalérite, qui occupent les cavités d'une brèche poreuse à fragments essentiellement dolomitiques. Dans le but d'établir la séquence paragénétique entre les sulfures et les minéraux de gangue, il faut comprendre les différentes composantes de ces amas et également interpréter les textures et les structures observées au niveau microscopique.

LES SULFURES

— **Sphalérite**: la sphalérite est le principal sulfure rencontré. En sections polies, elle est bien cristallisée (idiomorphe à subidiomorphe) et elle est de dimension assez grossière (≤ 5 mm). Sa couleur très pâle rend possible son observation en lumière naturelle (figure 26), ce qui permet un meilleur examen des relations entre la sphalérite et la dolomie. Dans ce cas, la sphalérite est brune et l'on y distingue relativement bien les plans de clivage. En lumière réfléchie, la

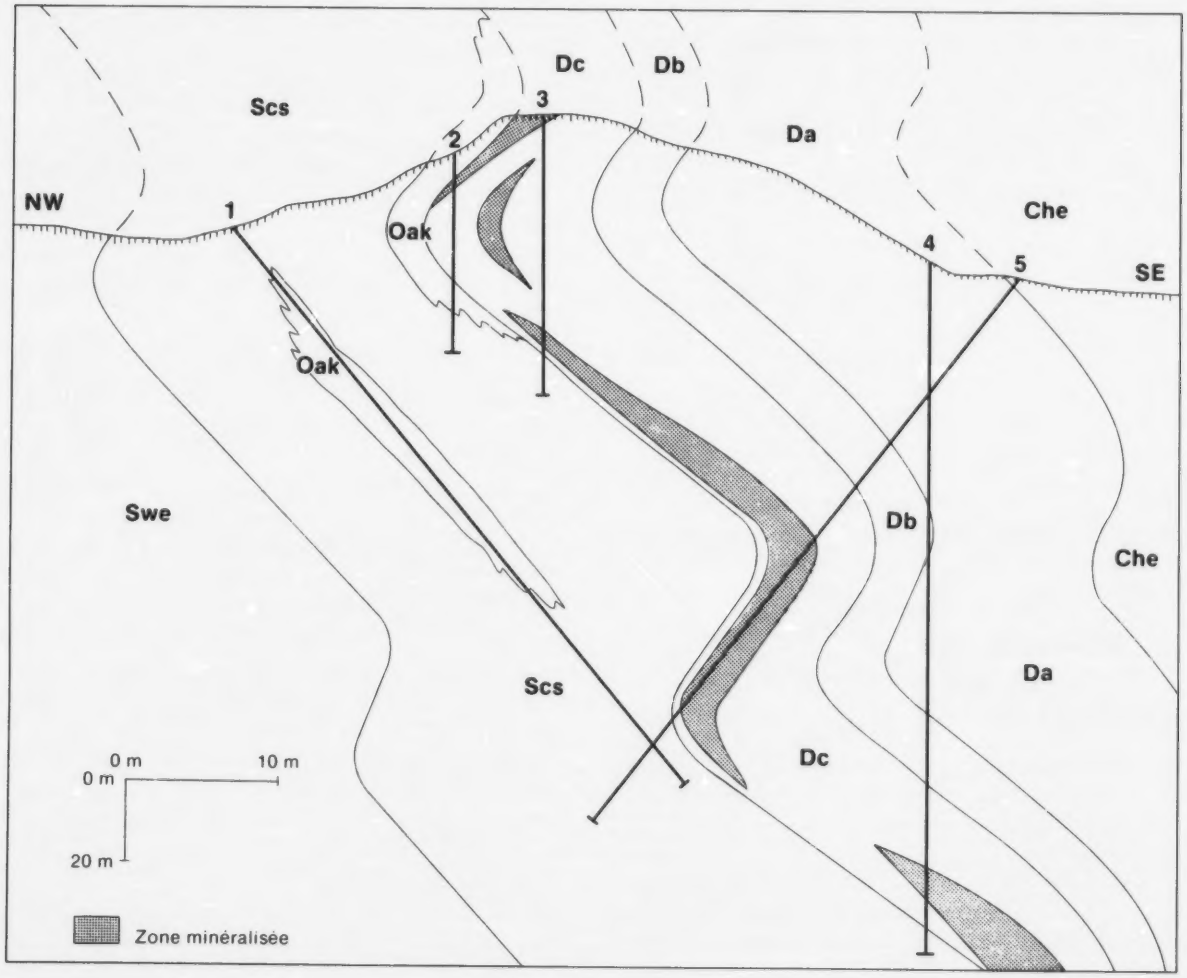


FIGURE 25 — Exemple de localisation de bons forages (numéros 4 et 5) établis en fonction de l'allure des plissements, comparés à des forages effectués trop près de la zone minéralisée (numéros 1, 2 et 3).

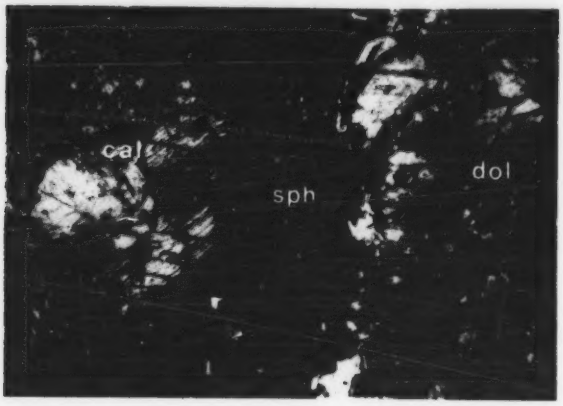


FIGURE 26 — Microphotographie montrant la sphalérite semi-opaque (sph) et la calcite (cal) encaissées dans la dolomie (dol). Lumière naturelle; grossissement 28X.

réflectivité très basse de ce sulfure et sa couleur grise rendent facile son identification.

Les principales textures observées au microscope sont presque exclusivement le résultat d'un dépôt dans un espace ouvert. Sous forme de veinules ou d'inclusions poecilitiques, la sphalérite occupe les cavités où elle se présente comme matrice. Elle inclut fréquemment des fragments de dolomie (figure 27).

De plus, nous avons observé, sur plusieurs lames, une texture de remplacement: la sphalérite (minéral remplacé) montre un patron d'altération, résultat de la présence de la calamine (minéral remplaçant) dans les réseaux cristallins ou les plans de cassure de la sphalérite (figure 28).

Finalement, Saucier (1982) indique quelques valeurs concernant le pourcentage de fer trouvé à l'intérieur d'un grain de sphalérite (tableau 8). La moyenne de ces mesures donne 1,5% (pourcentage atomique), ce qui dénote la faible quantité de fer dans nos échantillons. Par ailleurs, ce même auteur

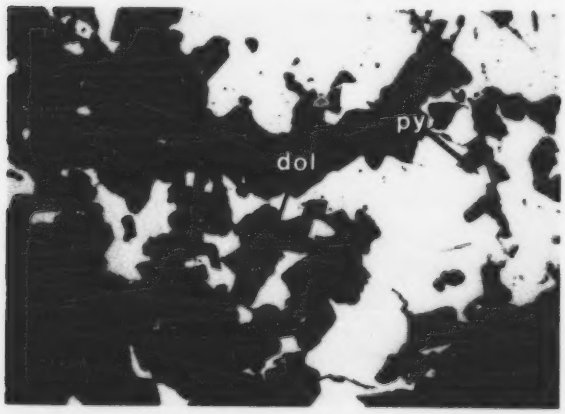


FIGURE 27 — Microphotographie montrant de la dolomie (dol) et de la pyrite (py) incluses dans la sphalérite (sph). Lumière réfléchie naturelle; grossissement 100X.

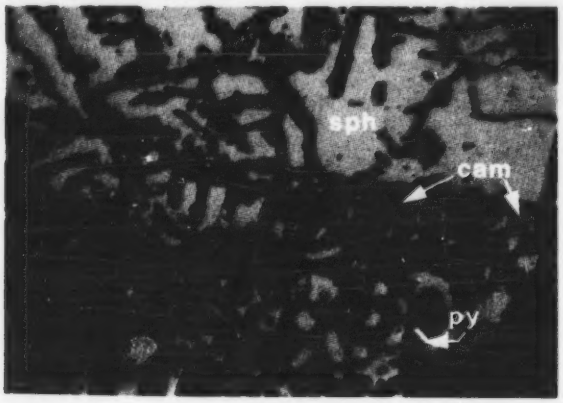


FIGURE 28 — Microphotographie montrant un remplacement de la sphalérite (sph) par de la calamine (cam) dans les réseaux cristallins ou dans les plans de cassures. Lumière réfléchie naturelle; grossissement 62.5X.

fournit des valeurs pour le Cd et l'In (tableau 8). Les moyennes respectives sont de 0,41% (pourcentage atomique) et de 0,16% (pourcentage atomique), ce qui concorde très bien avec les quantités trouvées dans les sphalérites associées aux carbonates. Fait à noter, ces valeurs expriment, selon l'auteur, une zonation à l'intérieur même d'un grain de sphalérite.

— **Galène**: ce minéral est le deuxième sulfure en importance que nous avons étudié. Il est idiomorphe et de dimension grossière (≤ 5 mm). En lumière réfléchie, la galène se retrouve sous forme de matrice ou de veinules. Les textures de remplissage montrent que la galène occupe les cavités d'une brèche poreuse à fragments dolomitiques (figure 29). Le caractère tardif de ce sulfure est démontré à la figure 30, où l'on voit des inclusions de dolomie et de sphalérite dans la galène, elle-même fracturée. Dans ces fractures s'installe, par remplacement (météorisation), l'anglésite xénomorphe, peu réflective et à grains très fins (figure 31). Sur certaines lames, on remarque un peu de cérusite (très forte biréfringence) en bordure des grains de galène, mais ce carbonate est très peu fréquent.

TABLEAU 8 — Valeurs du pourcentage atomique pour le Fe, le Cd et l'In à l'intérieur d'un grain de sphalérite (tirées de Saucier, 1982)

Point	Fe (%)	Cd (%)	In (%)
A	1.86	0.34	0.16
B	1.05	0.29	0.23
C	1.43	0.42	0.20
D	0.86	0.47	0.17
E	2.01	0.53	0.01
F	1.30	0.58	—
G	1.53	0.43	0.16
H	1.91	0.35	0.16
J	1.85	0.36	0.25
K	1.27	0.34	0.22

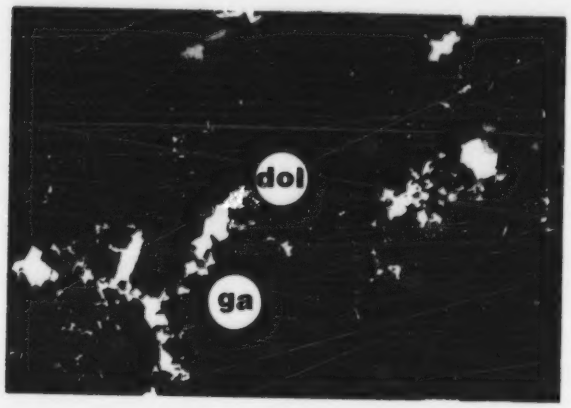


FIGURE 29 — Microphotographie montrant de la galène (ga) occupant les cavités d'une brèche poreuse à fragments dolomitiques. Lumière réfléchie naturelle; grossissement 35X.

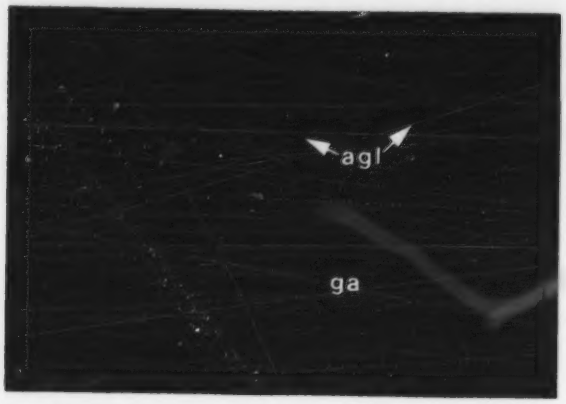
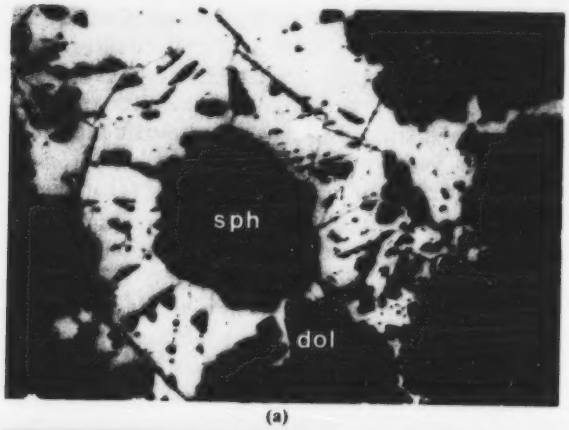
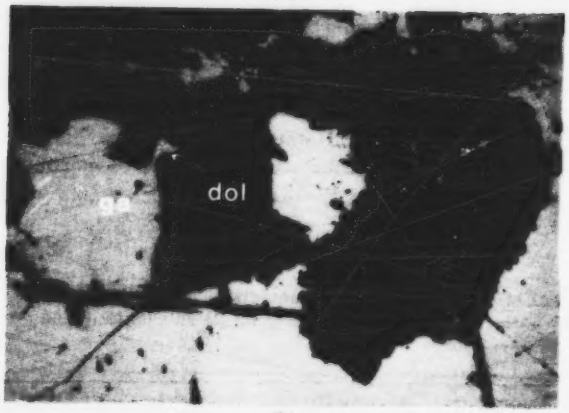


FIGURE 31 — Microphotographie montrant une texture de remplacement de la galène (ga) par de l'anglésite (agl) dans des plans de cassures. Lumière réfléchie naturelle; grossissement 90X.



(a)



(b)

FIGURE 30 — Microphotographies montrant le caractère tardif de la galène (ga). En (a), fragments de sphalérite (sph) et de dolomite (dol); en (b), fragments de dolomite (dol). Lumière réfléchie naturelle; grossissements respectifs de 80X et de 40X.

— **Pyrite**: ce sulfure, peu fréquent, se présente comme un minéral idiomorphe à subidiomorphe, à grains relativement fins. Son observation en lumière réflé-chie permet de découvrir une origine pré-minéralisation. En effet, comme le montre la figure 32, la pyrite se trouve souvent en texture framboïdale. Cette pyrite, pénécontemporaine des sédiments carbonatés, consiste en un agrégat de petites particules sphériques. Un second type de pyrite a également été observé en lumière réfléchie. Il s'agit de grains fins, généralement idiomorphe, en voie de remplacement par la sphalérite. S'infiltrant à partir de fractures dans la pyrite, la sphalérite progresse jusqu'à remplacer totalement celle-ci (figure 33).

— **Chalcopyrite**: ce minéral n'a été vu que très rarement en sections polies. Il se présente sous la forme de très petites goutelettes dans la sphalérite (figure 34). Des expériences (Craig & Vaughan, 1981) montrent que l'exsolution de chalcopyrite dans la sphalérite ne peut se faire en quantité significative qu'à des températures dépassant 500°C, et que la présence de ce sulfure de cuivre dans une sphalérite provenant d'un gîte de plomb-zinc dans un carbonate ne serait donc pas un phénomène dépendant de la température. On suggère donc un développement épitaxique de la chalcopyrite lors de la formation de la sphalérite. Cependant, l'hypothèse de l'exsolution n'est pas totalement écartée, puisque nous n'avons qu'une quantité très minime de chalcopyrite.

LA GANGUE

— **Dolomite**: ce constituant majeur (en moyenne, 95% de l'échantillon) représente le principal minéral de gangue; il forme la roche servant d'unité hôte. La dolomie a été décrite largement dans les pages précédentes. Soulignons seulement que cette phase minérale occupe une position primaire par rapport aux autres minéraux.

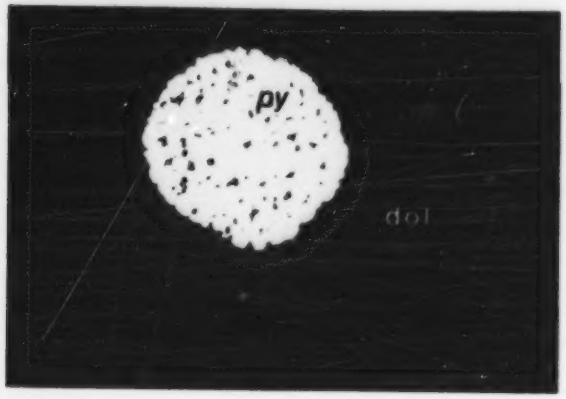


FIGURE 32 — Microphotographie montrant une texture framboïdale de la pyrite (py) dans la dolomie (dol) (tirée de Saucier, 1982). Lumière réfléchie naturelle.

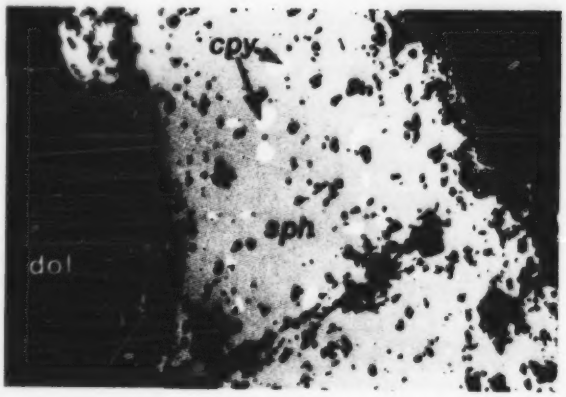
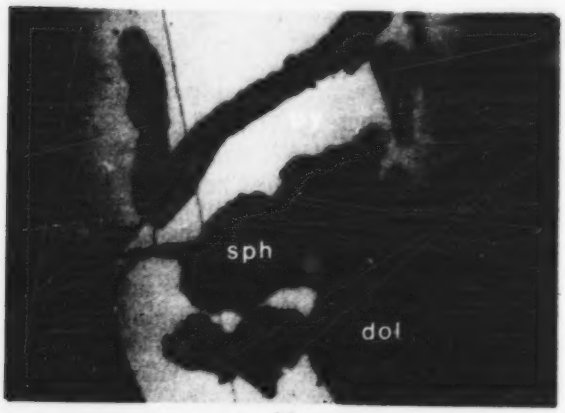
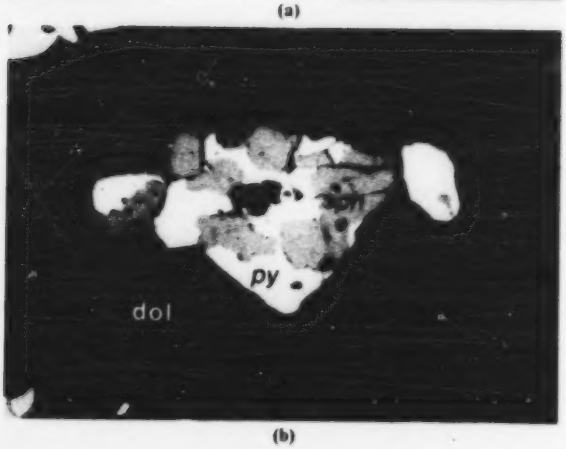


FIGURE 34 — Microphotographie montrant une croissance épitaxique ou une texture d'exsolution de la chalcopyrite (cpy) dans la sphalérite (sph) (tirée de Saucier, 1982). Lumière réfléchie naturelle.

— **Quartz**: les échantillons mégascopiques montrent fréquemment le quartz sous forme de veines recoupant la minéralisation. Au microscope, ce minéral révèle d'autres habitus. Il se rencontre parfois comme constituant de petites cavités sphériques ($\leqslant$ 1 cm) ou tout simplement comme minéral primaire dans la dolomie. Fait à remarquer, le quartz se retrouve également comme minéral contemporain de la minéralisation avec la calcite; il est, dans ce cas, le premier arrivé, car on l'observe fréquemment directement sur les parois. Les veines de quartz tardives contiennent parfois de la sphalérite et de la galène remobilisées.



(a)



(b)

FIGURE 33 — Microphotographies montrant une texture de remplacement de la pyrite (py) par de la sphalérite (sph) dans la dolomie (dol); en (b), remplacement quasi total. Lumière réfléchie naturelle; grossissements respectifs de 400X et de 90X.

— **Calcite**: la plupart du temps, la calcite est contemporaine de la sphalérite. Elle est généralement xénomorphe et se retrouve sous forme de veinules ou dans des cavités millimétriques dans la dolomie. Nous avons utilisé la méthode de la coloration pour distinguer la calcite de la dolomite.

SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE

D'après les observations faites au microscope, il ressort que la minéralisation et le cortège des minéraux de gangue correspondent très bien à la minéralisation classique qu'on retrouve dans les gisements de type plomb-zinc dans les carbonates (Craig & Vaughan, 1981). Les constituants de cette minéralisation très simple peuvent quand même avoir entre eux des relations relativement complexes.

À la figure 35, nous avons tenté d'établir la séquence paragénétique de tous les minéraux des indices de Dunham. On remarque essentiellement trois étapes dans cette séquence, soit la mise en place de l'unité hôte, le stade de la minéralisation et les événements subséquents (en l'occurrence, la tectonique).

Évidemment, cette séquence peut être plus ou moins conforme à la réalité, mais elle indique le caractère épigénétique des solutions hydrothermales ayant permis la formation des indices, ce qu'il faut savoir absolument avant de pouvoir effectuer toute classification génétique.

FIGURE 35 — Séquence paragénétique de la minéralisation de Dunham. L'épaisseur du trait exprime, pour chaque minéral ou roche, l'importance relative de leur genèse.

ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES PRÉSENTES DANS LA MINÉRALISATION

L'étude des inclusions fluides présentes dans la minéralisation de Dunham a été effectuée par Tremblay (1979). Dans le cadre d'un projet de fin d'études (mémoire de baccalauréat), il a entrepris cette recherche afin d'élucider l'origine des indices plombo-zincifères de la région. Plus spécifiquement, il a tenté de déterminer la salinité et la température des solutions hydrothermales responsables de la minéralisation.

Nous pensons que cette étude et les résultats qui en découlent démontrent bien le caractère hydrothermal de basse température des solutions. C'est pour cette raison que nous avons utilisé les résultats de cette recherche. De plus, l'étude des inclusions fluides de ce genre de minéralisation est bien connue (Roedder, 1976 et 1979) et constitue une technique géochimique très adaptée à nos indices.

Six échantillons provenant de la zone de Meigs-Corners ont été sélectionnés au hasard et cinq lames polies et trois lames minces en ont été tirées. À partir de ces lames, Tremblay établit la minéralogie des échantillons et démontre que la sphalérite, la galène, la calcite et le quartz sont contemporains. Il précise que les différentes phases minérales occupent, sous forme de veines, l'espace créé par la bréchification du carbonate. Cela se traduit par les différentes textures de remplissage observées au microscope. Disons enfin que la couleur pâle de la sphalérite permet d'identifier les inclusions qu'elle renferme. Notons aussi que la calcite est le minéral principalement étudié pour ces inclusions.

Les inclusions fluides dans la sphalérite et la calcite sont du type primaire, c'est-à-dire qu'elles sont issues de l'emprisonnement du fluide lors de la croissance des cristaux. Sont donc exclues de l'étude toutes les inclusions dites «secondaires» qui sont issues d'un processus affectant la roche après la cristallisation complète. Roedder (1979) donne une série de critères permettant de différencier ces deux types d'inclusions. Il indique, entre autres, que les inclusions primaires sont généralement isolées, relativement grosses (moins que 0,01 mm) et dispersées aléatoirement, et qu'elles ne montrent aucun plan d'arrangement. À Dunham, il semble que les formes des inclusions répertoriées correspondent à deux classes: une première constituée d'inclusions fluides de forme arrondie à subarrondie (figure 36), et une deuxième montrant une série d'inclusions de forme géométrique (figure 37). En moyenne, les inclusions qu'on retrouve dans la calcite ont un diamètre de cinq micromètres. Les inclusions examinées montrent tou-

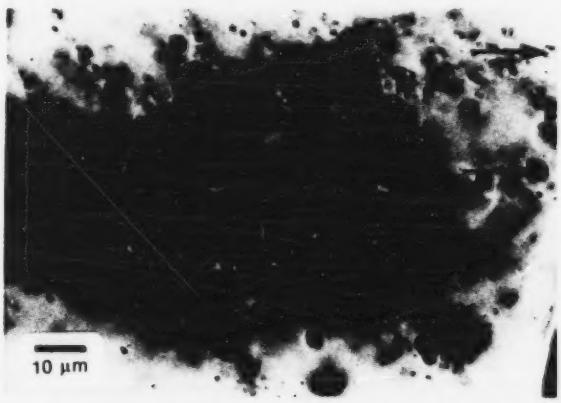


FIGURE 36 — Microphotographie montrant des inclusions subarrondies dans la calcite (tirée de Tremblay, 1979). Lumière naturelle.

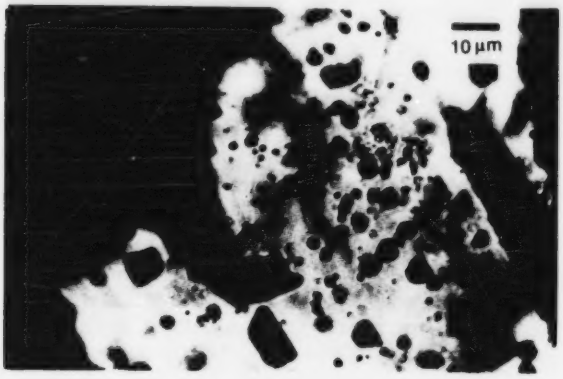


FIGURE 37 — Microphotographie montrant des inclusions de forme géométrique dans la sphalérite. On remarque que ces inclusions sont sombres (tirée de Tremblay, 1979). Lumière naturelle.

FIGURE 38 — Microphotographie montrant l'étranglement des inclusions dans la sphalérite. Les petites flèches indiquent la position de la bulle de gaz dans chacune des inclusions (tirée de Tremblay, 1979). Lumière naturelle.

jours deux phases, soit une phase liquide et une phase gazeuse. Cette caractéristique est le résultat d'un refroidissement subséquent à la formation des inclusions, ce qui provoque la séparation en vapeur et en liquide à cause de la contraction plus grande du fluide par rapport à celle du minéral hôte. Il s'agit donc d'une solution saline en équilibre avec sa vapeur. La technique d'analyse des inclusions utilisée par Tremblay (1979), la microthermométrie, est une technique simple permettant de chauffer les inclusions jusqu'à l'obtention de la température d'homogénéisation (Th). On obtient donc la température à laquelle les fluides ont été originellement piégés pendant la cristallisation du minéral hôte.

La salinité des inclusions peut être mesurée grâce à la température de fusion (Tf), qui est obtenue en surgelant l'inclusion puis en la réchauffant, de façon à pouvoir déterminer la température à laquelle le dernier cristal de glace disparaît.

Comme dans le cas de n'importe quelle technique, il subsiste quelques problèmes reliés au comportement des échantillons. Dans notre cas, même si la méthode de la microthermométrie est dite «non destructive», Tremblay (1979) a dû faire face à la décrépitation des inclusions. Il s'agit d'un phénomène de fracturation des inclusions dû à une chaleur excessive provenant du réchauffement de la lame. On ne peut alors effectuer aucune mesure qui soit valable. Du côté de la sphalérite, il semble que les inclusions fluides étaient très petites et parfois trop sombres pour qu'on puisse différencier une phase vapeur. De plus, à cause des déformations tectoniques régionales, les inclusions montraient fréquemment une structure d'étranglement (figure 38). Ce phénomène rend impossible la détermination de la température de fusion (Tf), en raison d'une répartition faussée des différentes phases entre les parties de l'inclusion. Néanmoins, même si le nombre d'inclusions qu'on peut étudier est très restreint, Tremblay (1979) obtient des résultats significatifs.

Les lectures obtenues à partir des températures d'homogénéisation (Th) sont présentées au tableau 9. Il s'agit de quarante mesures effectuées sur de la calcite. Afin de mieux illustrer la dispersion des résultats, nous avons tiré de l'étude de Tremblay (1979) l'histogramme des températures d'homogénéisation (Th) montrant l'allure, par classe, des températures (figure 39). On observe une distribution bimodale de ces températures, contrairement à Tremblay, qui affirme voir une distribution normale. Il explique que le manque de mesures est à l'origine de cette distribution normale. Nous, nous observons plutôt deux

TABLEAU 9 — Valeurs des températures d'homogénéisation (Th) dans la calcite (tirées de Tremblay, 1979)

Calcite	
Températures (°C)	
143	101.5
103.2	119.5
102.5	126
97.5	128.5
90	133.5
92	135
95	104
108.5	140
85	131.5
85	130
80	135
121.5	128
90	141.9
95	138.0
105.7	146.2
142	145.7
113	128.0
102	145.0
125.5	136.8
105.5	128.6
Nombre de lectures: 40	
Moyenne: 117.6°C	
Écart type: 20.2°C	

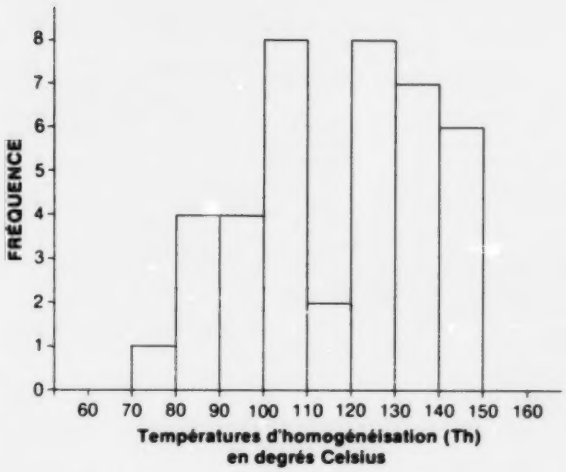


FIGURE 39 — Histogramme des températures d'homogénéisation (Th) montrant une répartition bimodale (tiré de Tremblay, 1979).

classes de températures qui seraient directement reliées à deux stades de minéralisation; toutefois, il s'agit peut-être du reflet d'une variation géochimique du fluide responsable des inclusions. Dans un article traitant de ces problèmes pour des minéralisations du type «Mississippi Valley» situées dans le district de Mascot—Jefferson City Zinc (Tennessee), Taylor *et al.* (1983) soulignent que la présence de deux ou de plusieurs stades de minéralisation ainsi que des variations du fluide minéralisant se rencontrent fréquemment dans ce type de dépôts. Il semblerait que plusieurs fluides ayant des températures et une composition chimique différentes peuvent minéraliser tour à tour, ou simultanément, l'unité hôte. Dans le cas de Dunham, nous pensons que la distribution bimodale des températures d'homogénéisation (Th) indique ce phénomène. Cependant, étant donné que les inclusions étudiées logeaient dans la calcite, il serait imprudent d'associer ce phénomène à la sphalérite. Il est donc hypothétique de considérer qu'il y aurait eu, à Dunham, plus qu'une solution responsable de la minéralisation. Néanmoins, cela suggère un fluide ayant une température de formation située entre 80 et 115°C (moyenne de 97,5°C; écart type de 9,1°C) et une autre solution dont la température serait comprise entre 120 et 150°C (moyenne de 134,1°C; écart type de 7,97°C).

Pour ce qui est des températures de fusion (Tf), Tremblay a pu obtenir 34 mesures dont les résultats sont présentés au tableau 10. Vingt-six de ces mesures ont été prises à partir de la calcite et le reste, à partir de la sphalérite. Nous avons présenté ces données sur trois histogrammes (figure 40), soit un pour les inclusions dans la calcite (a), un pour les inclusions dans la sphalérite (b) et un autre (c) représentant le total de (a) et (b). La température de fusion (Tf) déterminée pour les inclusions fluides provenant de la calcite est de -5,97°C, avec un écart type de 2,6°C. Si l'on se réfère à la courbe des températures de fusion (Tf) projetée sur le pourcentage du poids de NaCl pour le système H_2O-NaCl (figure 41), on note une salinité de 9,5%. À partir de cette même courbe, on note une salinité de 11% pour les inclusions provenant de la sphalérite, pour une température de fusion (Tf) de -7,35°C, avec un écart type de 1,8°C. Par conséquent, on ne peut justifier le traitement séparé entre les valeurs trouvées dans la sphalérite et la calcite, à cause de la faible différence qui existe entre les deux valeurs de salinité. Donc, nous pouvons nous référer à l'histogramme total (c) pour trouver la valeur réelle de la température de fusion (Tf). Cette valeur est de -6,3°C, avec un écart type de 2,5°C, ce qui correspond à une salinité d'environ 10% selon la courbe (figure 41).

D'après certains documents, les inclusions fluides provenant de gîtes de plomb-zinc dans les carbonates devraient normalement contenir de 15 à 20% du poids en NaCl ou plus, et leur température de formation devrait se situer entre 100 et 150°C. Leach *et al.* (1975) ont cependant trouvé des pourcentages du

TABLEAU 10 — Valeurs des températures de fusion (Tf) dans la calcite et la sphalérite (tirées de Tremblay, 1979)

Calcite	Sphalérite
Températures (°C)	
- 5.4	- 7.1
- 5.9	- 6.7
- 6.2	- 7.2
- 5.0	- 8.0
- 7.7	- 6.5
- 4.7	- 4.9
- 5.2	-11.2
- 5.5	- 7.2
- 3.6	
- 4.3	
- 3.4	
- 1.6	
- 0.6	
- 3.7	
- 6.9	
- 7.5	
- 7.3	
- 9.0	
- 8.7	
- 8.9	
- 8.9	
- 8.8	
- 9.9	
- 3.0	
- 3.4	
-10.3	
Nombre de mesures: 34	
Moyenne: -6,3°C	
Écart type: 2,5°C	

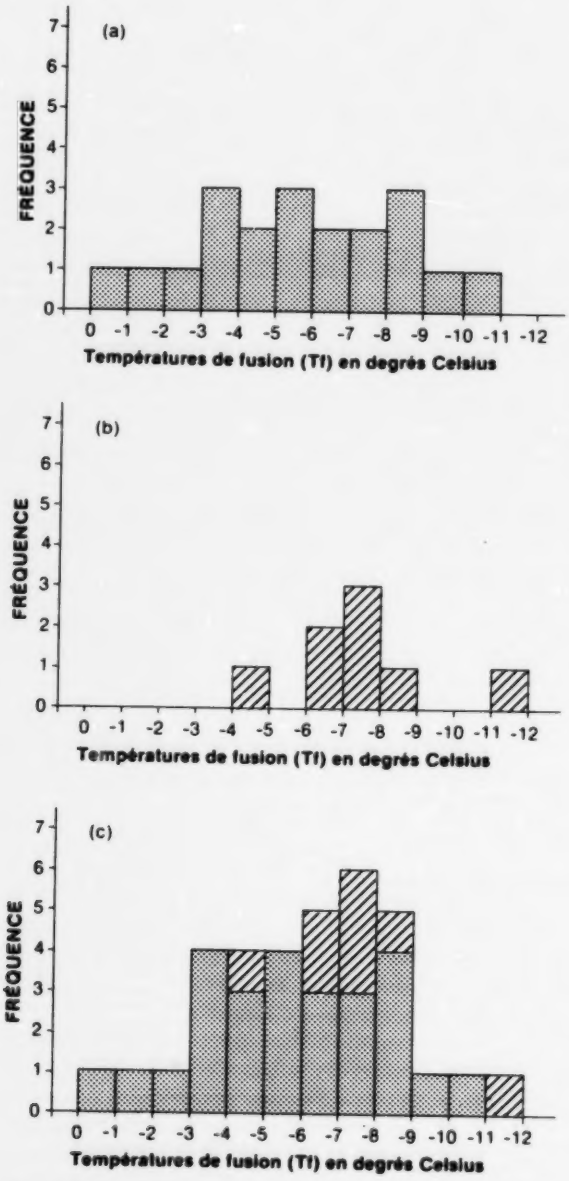


FIGURE 40 — Histogrammes des températures de fusion (Tf); en (a), dans la calcite; en (b), dans la sphalérite; et en (c), total de (a) et de (b) (modifiés d'après Tremblay, 1979).

poids de NaCl aussi bas que 4% pour des inclusions dans la calcite. Taylor *et al.* (1983) rapportent une température d'environ 110°C pour une des solutions responsables de la minéralisation dans le district de Mascot—Jefferson City Zinc.

En somme, les résultats obtenus par Tremblay coïncident bien avec les résultats obtenus par différents auteurs pour ces types de gîtes. De plus, il semble que le modèle de «multi-solutions» proposé pour la majeure partie des gisements du type «Appalachian Zinc-Lead» (Zimmerman & Kester, 1981) s'applique dans le cas des indices de Dunham. Cette hypothèse suggère un lien génétique entre tous ces gisements, à partir du développement de solutions métalliques issues d'un bassin. D'autres données indiquent que les gisements du type «Mississippi Valley» seraient issus de solutions semblables (Jackson & Beales, 1967).

ÉTUDE DES ISOTOPES DU SOUFRE PRÉSENTS DANS LA MINÉRALISATION

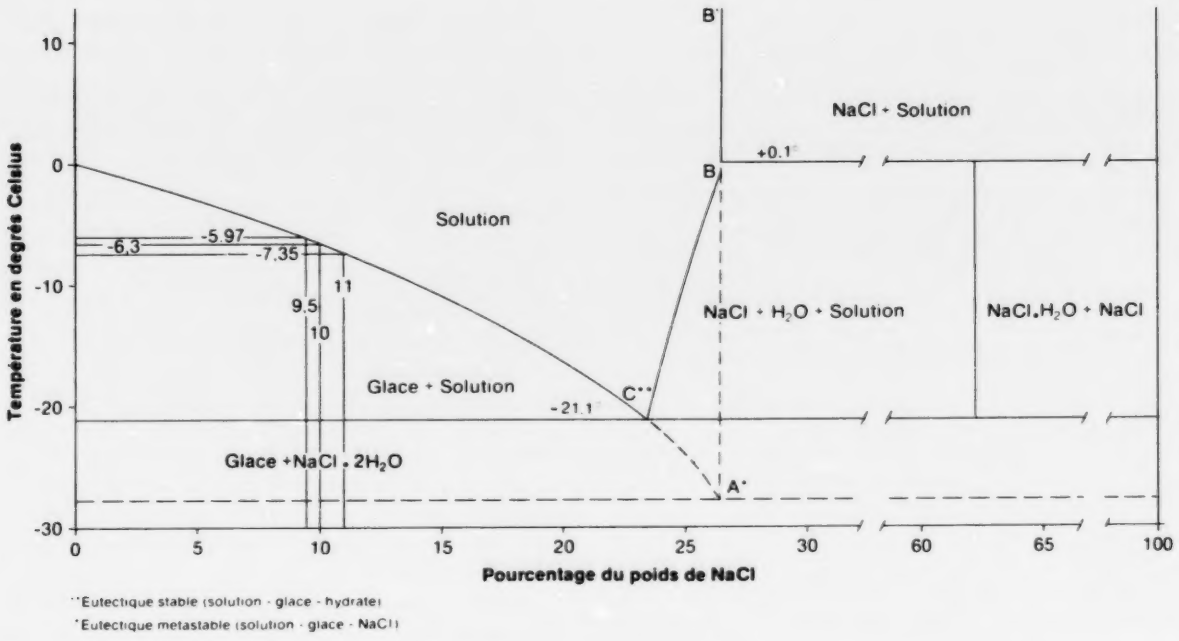
L'étude des rapports isotopiques réalisés à partir de la minéralisation de Dunham a été entreprise afin d'évaluer l'origine du soufre responsable de la précipitation de la sphalérite et de la galène. Nous pensons qu'une telle étude peut permettre de caractériser davantage nos indices. Cependant, nous sommes très conscients que les seuls résultats relatifs à la composition isotopique de ces minéraux sont insuffisants pour définir la genèse du dépôt. Néanmoins, ces résultats, combinés avec une étude détaillée de la géologie et des inclusions fluides, peuvent fournir des renseignements sur les conditions chimiques du milieu de dépôt et sur la source du soufre présent dans la solution minéralisante. D'autre part, de telles études ont été faites pour la majorité des gisements de plomb-zinc dans les carbonates (Ohmoto & Rye, 1979; Jensen & Desseau, 1967; Maynard, 1983); cela permettra de comparer nos résultats à ceux obtenus par ces différents auteurs.

Les analyses effectuées pour calculer les rapports $^{34}S/^{32}S$ ont été faites à partir de cinq échantillons. Quatre de ces échantillons proviennent des différents indices de Dunham et un échantillon provient du «Brandon Prospect» (Vermont). Les résultats de ces analyses sont présentés au tableau 11.

Les séparations minéralogiques entre la galène et la sphalérite ont été exécutées par le Centre de recherches minérales du Québec (CRMQ). Les analyses isotopiques, quant à elles, ont été réalisées au Laboratoire de géochimie isotopique et de géochronologie (GEOTOP) de l'Université du Québec à Montréal. Les résultats d'analyses des sulfures (galène et sphalérite) sont exprimés en déviation par mille du rapport isotopique $^{34}S/^{32}S$ de la phase triolite du météorite de Canon Diablo:

$$\delta\,^{34}S \text{ échantillon} = \left[\frac{(^{34}S/^{32}S) \text{ échantillon}}{(^{34}S/^{32}S) \text{ standard}} - 1\right] \times 1\,000$$

À la figure 42, on remarque la distribution du $\delta^{34}S$ (‰) pour différents matériaux. On note la tendance centrale des isotopes du soufre d'origine ignée, qui coïncident avec ceux des météorites, contrairement aux variations isotopiques des sulfures d'origine sédimentaire, qui montrent une distribution large (-70‰ à + 70‰), avec une tendance vers le côté



**Eutectique stable (solution - glace - hydrate)
*Eutectique metastable (solution - glace - NaCl)

FIGURE 41 — Système H_2O — NaCl (tiré de Tremblay, 1979).

négatif, ce qui indique une déficience en isotope lourd. Stanton (1972) commente ces distributions en rappelant que si le $\delta\ ^{34}S$ se rapproche de la valeur zéro, cela suggère que le soufre est issu d'une source profonde, homogène et magmatique, alors que des valeurs négatives du $\delta\ ^{34}S$ suggèrent que l'origine du soufre est due à une activité bactérienne.

À Dunham, comme le montre la figure 43, la répartition des valeurs de $\delta\ ^{34}S$ pour la galène et la sphalérite indique respectivement une moyenne de $-2{,}4^0/_{00} \pm 0{,}7^0/_{00}$ et de $-2{,}6^0/_{00} \pm 0{,}7^0/_{00}$. La moyenne totale (galène et sphalérite) est de $-2{,}5^0/_{00}$. L'échantillon provenant du «Brandon Prospect» indique un $\delta\ ^{34}S$ de $-11{,}3^0/_{00}$ pour la galène et de $-9{,}3^0/_{00}$ pour la sphalérite; la moyenne des rapports isotopiques des deux minéraux est de $-10{,}3^0/_{00}$.

TABLEAU 11 — Résultats des analyses isotopiques des échantillions de sulfures provenant de la minéralisation de Dunham et du «Brandon Prospect»

	$\delta\ ^{34}S\ (^0/_{00})$
84-I-1 Galène (Brandon)	-11.3 ± 0.7
84-I-1 Sphalérite (Brandon)	- 9.3
84-I-2 Galène (Dunham)	- 3.3
84-I-2 Sphalérite (Dunham)	+ 0.1
84-I-3 Galène (Dunham)	- 1.5
84-I-3 Sphalérite (Dunham)	- 9.5
84-I-4 Galène (Dunham)	- 2.5
84-I-4 Sphalérite (Dunham)	+ 0.8
84-I-5 Sphalérite (Dunham)	- 1.9

Dans l'ensemble, ces résultats respectent bien la distribution normale des valeurs de $\delta\ ^{34}S$ pour un tel type de gîte. La différence entre les valeurs obtenues pour la galène et pour la sphalérite représente le fractionnement isotopique, qui est fonction de la température d'équilibre entre les composantes. L'équilibre isotopique entre les différents sulfures permet un enrichissement supérieur en ^{34}S pour la sphalérite par rapport à la galène. Nous pourrions donc trouver la paléotempérature d'équilibre grâce à la différence isotopique entre la sphalérite et la galène (Ohmoto & Rye, 1979): $\Delta^0/_{00} = \delta\ ^{34}S$ de la sphalérite $-\delta\ ^{34}S$ de la galène. Selon ces auteurs, il faut cependant s'assurer des trois conditions suivantes: (1) les deux phases minérales ont été formées à l'équilibre; (2) aucun échange isotopique ne s'est effectué après la formation des minéraux; et (3) les séparations minéralogiques pour les analyses ont produit des phases minérales pures. Il est difficile d'estimer que ces trois conditions étaient présentes dans le cas des échantillons recueillis aux fins des analyses. Par exemple, l'échantillon 84-I-3 ne respecte sûrement pas une des conditions, car nous observons un renversement des valeurs isotopiques, c'est-à-dire que le $\delta\ ^{34}S$ pour la galène est plus élevé ($-1{,}5^0/_{00}$) que le $\delta\ ^{34}S$ pour la sphalérite ($-9{,}5^0/_{00}$). Nous pensons que cet échantillon reflète soit un déséquilibre isotopique, soit l'impureté d'une des phases minérales, soit la présence de sphalérite altérée (changement isotopique) ou encore l'analyse de minéraux non pairs, c'est-à-dire que les phases minérales sont issues de deux

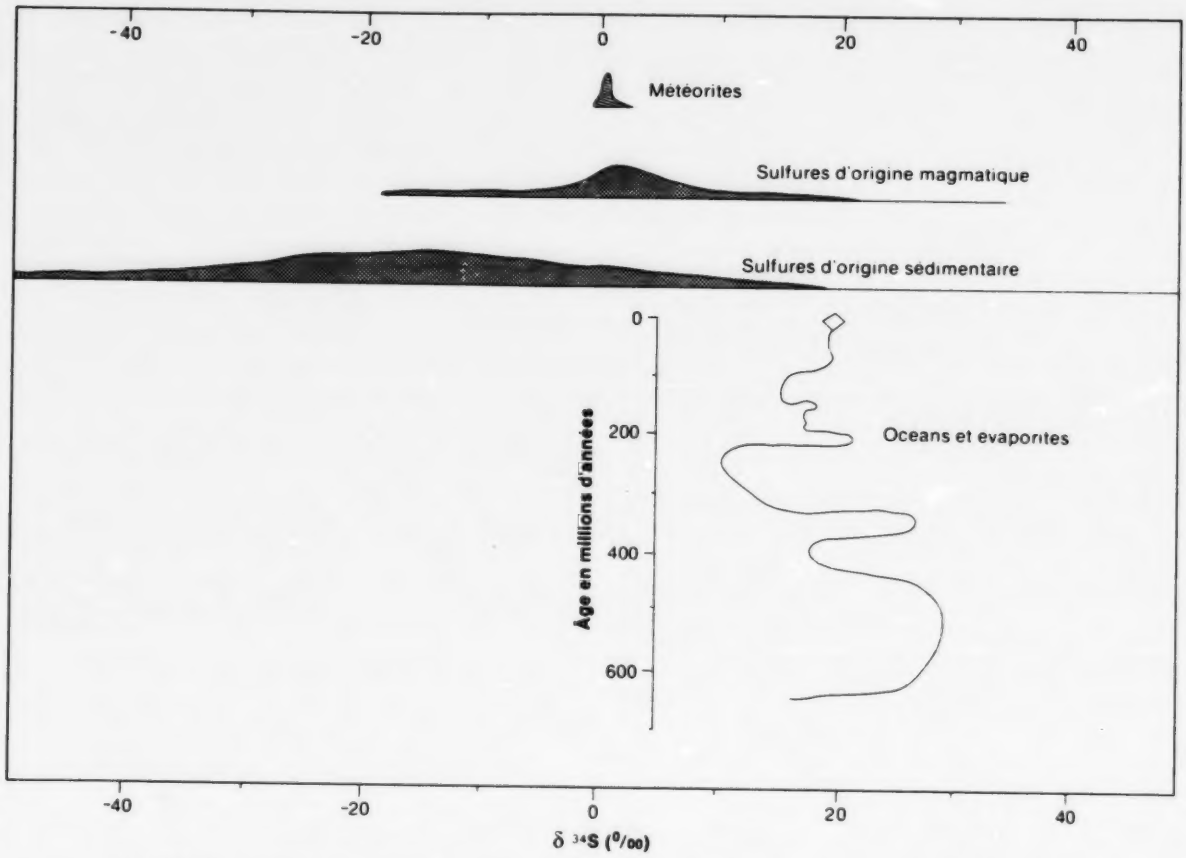


FIGURE 42 — Variation des isotopes du soufre pour différents types de matériaux (tirée de Ohmoto et Rye, 1979).

fluides différents. Néanmoins, les échantillons 84-I-2 et 84-I-4 montrent une variation isotopique très constante. Le premier échantillon indique 3,4‰ de variation isotopique, tandis que le deuxième indique 3,3‰. Cela correspond à une température d'équilibre d'environ 180°C (Ohmoto & Rye, 1979).

Si nous comparons maintenant nos valeurs isotopiques de $\delta^{34}S$ avec celles d'autres gisements, il est assez difficile de tirer une conclusion juste. À la figure 44, nous rapportons l'écart des valeurs trouvées à Dunham et Brandon par rapport à plusieurs autres valeurs isotopiques. Nous observons une correspondance parfaite avec les gisements du Tri State de type «Mississippi Valley« qui, eux, indiquent une moyenne des $\delta^{34}S$ de -5‰ (Maynard, 1983). Quant à l'origine du soufre, nous observons que nos valeurs sont comprises dans les limites de plusieurs types de source. Toutefois, il semble que les meilleures zones de correspondance se situent au niveau du soufre issu d'une activité biogénique, avec une certaine tendance vers la valeur 0 pour le $\delta^{34}S$, ce qui dénote un certain pourcentage de soufre d'origine magmatique. Effectivement, nos valeurs ne sont pas assez positives pour parler franchement de soufre d'origine comparable à celle du soufre de type «Mississippi Valley» (soufre issu de la réduction du SO_4 de l'eau de mer). Par contre, la tendance négative de nos valeurs suggère une prédominance du soufre d'origine bactérienne sur le soufre d'origine magmatique.

En dernier lieu, il est bon de rappeler que la quantité d'échantillons analysés pour déterminer les isotopes du soufre est probablement insuffisante. Il aurait fallu effectuer au moins une dizaine d'analyses de plus pour que notre interprétation soit plus précise. Cependant, nous pouvons affirmer que les résultats obtenus sont valables et qu'ils correspondent à la tendance des valeurs trouvées pour les gisements comparables aux indices de Dunham.

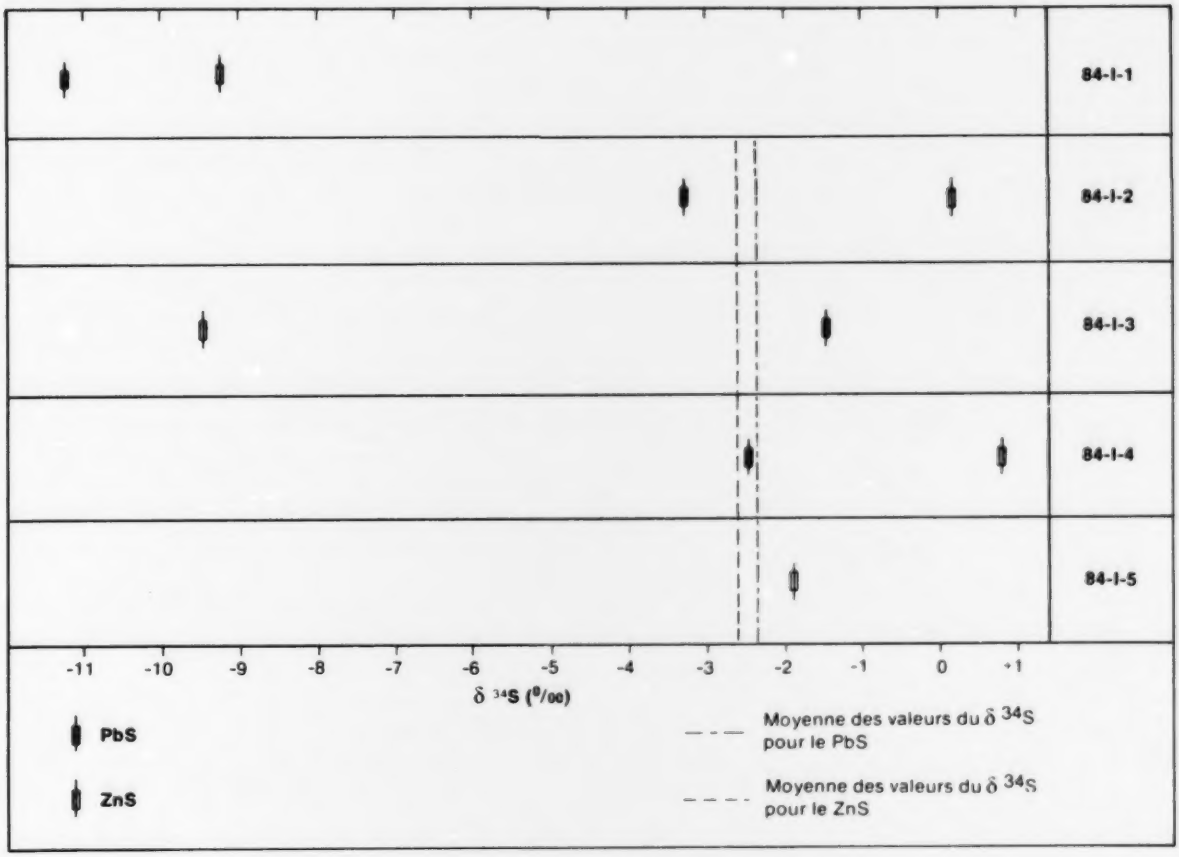


FIGURE 43 -Valeurs des isotopes du soufre trouvées pour quelques échantillons: gisement de Brandon au Vermont (84-I-1); indices de Dunham (84-I-2, 84-I-3, 84-I-4 et 84-I-5).

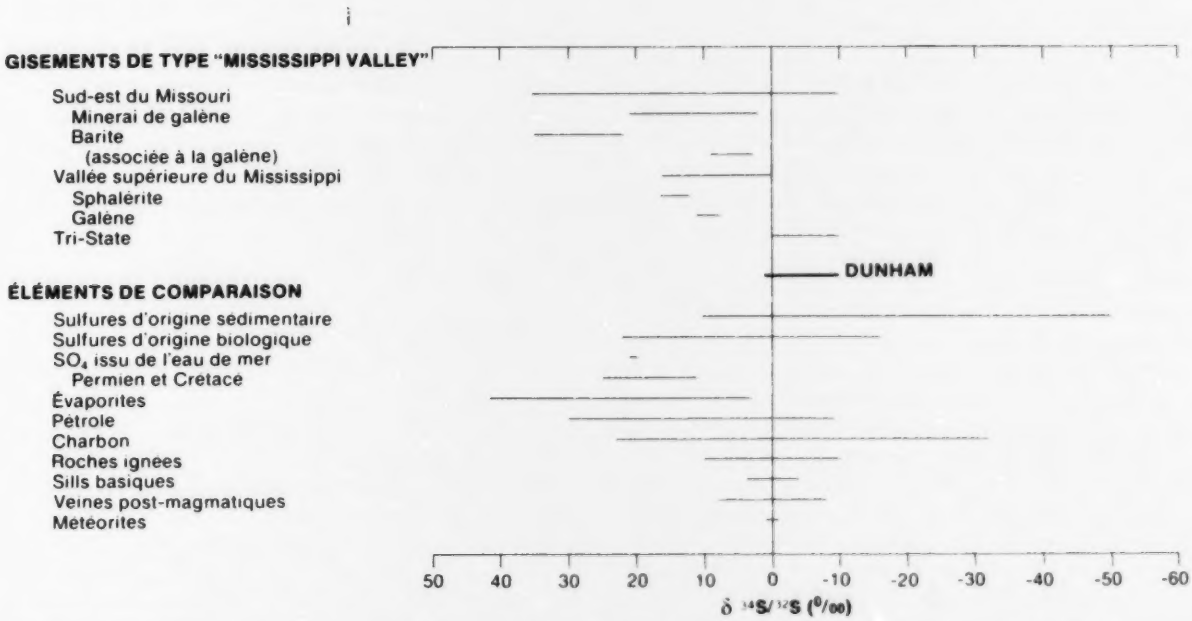


FIGURE 44 — Distribution des valeurs isotopiques du soufre pour les gisements du type «Mississippi Valley», comparées à celles obtenues pour les gisements de Dunham (Québec) et de Brandon (Vermont) ainsi que pour diverses sources (modifiée d'après Maynard, 1983).

Discussion

Il nous est maintenant possible de définir certains liens qui existent entre toutes les minéralisations de Dunham et celles déjà bien connues ailleurs, suite à la présentation des précédents chapitres, dans lesquels nous avons traité du contexte géologique et de l'aspect descriptif des gîtes et des indices. C'est d'abord d'un point de vue métallogénique que nous avons essayé d'apparenter l'ensemble de ces minéralisations, pour ensuite établir différentes hypothèses génétiques en ce qui concerne les amas plombo-zincifères de Dunham.

Enfin, à partir des différentes techniques d'exploration expérimentées à Dunham et de l'établissement de certaines corrélations entre les régions potentielles, nous proposons des cibles d'exploration. Au niveau stratégique (régional) ou tactique (local), nous avons interprété certaines données provenant de ces mêmes techniques afin d'établir des métallotectes, ces derniers étant essentiels à l'établissement d'une campagne d'exploration.

Métallogénie du plomb et du zinc de la région de Dunham

ASSOCIATION PLOMB-ZINC

Les minéralisations de la région de Dunham, ainsi que celles des régions limitrophes (Cowansville et Franklin), montrent bien le caractère gîtologique d'association du plomb et du zinc. Ainsi, les deux sulfures représentant ces métaux, soit la galène et la sphalérite, sont fréquemment présents au sein d'un même indice. Ces minéraux montrent, à quelques endroits, un arrangement particulier — par exemple, le coeur de galène et l'auréole zincifère dans les zones de Meigs-Corners et du verger Tougas — qui n'est pas nécessairement présent dans tous les indices. Effectivement, quelques amas minéralisés (surtout au sud de la région) ne se composent que de sphalérite. La galène étant absente ou en quantité infime, on ne peut observer la zonation locale que l'on retrouve normalement.

Cette alliance plomb-zinc est caractéristique d'un certain groupe de minéralisations. On retrouve cette particularité dans presque tous les gisements associés aux carbonates, par exemple les gisements canadiens de Pine Point (Territoires du Nord-Ouest) et de Daniel's Harbour (Terre-Neuve), les gisements américains de la «Upper Mississippi Valley», du Tri State du Tennessee et de la Virginie, et ceux de la région est des Alpes (Bleiberg-Kreuth, Autriche; Mezica, Yougoslavie; Cave de Predil-Raibl, Italie). Même si les modèles génétiques proposés pour chacun de ces gisements diffèrent, on est tout de même en présence de l'association plomb-zinc.

RÉPARTITION DES CORPS MINÉRALISÉS

L'aspect discontinu des masses minéralisées au sein d'une même formation géologique est un élément distinctif des indices de la région de Dunham. L'espacement plus ou moins régulier entre les pièges métallifères liés au Dunham délimite ainsi un horizon potentiel où ont été confinées les solutions permettant la création des masses semblables ou plus importantes de minerais. Ce caractère stratoïde («strata-bound») indique donc une certaine discordance à petite échelle (masses de minerais non jointives), même si à grande échelle ces corps minéralisés sont contrôlés par un horizon stratigraphique unique.

Plusieurs gisements importants montrent cette caractéristique morphologique. La quasi-totalité des concentrations de plomb-zinc en Amérique du Nord sont stratoïdes (Stanton, 1972). On observe même plusieurs formes de zones minéralisées issues de l'arrangement du piège (par exemple, le «run», un corps allongé et tabulaire discontinu suivant un horizon stratigraphique; le «circle», un run circulaire; et le «sheet», un corps peu épais d'extension kilométrique).

À l'échelle continentale, on retrouve cet aspect stratoïde tout au long des bassins sédimentaires intra-cratoniques (bassin du Michigan, fosse d'Alleghanis, bassin de Québec et bassin d'Anticosti). Ces différents bassins montrent des strates de roches paléozoïques et des séquences de carbonates importantes dans lesquelles se trouvent plusieurs gisements plombo-zincifères. Entre autres, on y retrouve les gisements des ceintures «Mascot—Jefferson City» et «Copper Ridge» de l'est du Tennessee, ceux du centre du Tennessee, les dépôts zincifères de Timberville (Virginie), le gisement de la «Friedensville Zinc Mine» (Pennsylvanie) et enfin la «Newfoundland Zinc Mine» (Terre-Neuve), qui sont des concentrations métallifères (plomb-zinc) stratoïdes d'un bout à l'autre du continent nord-américain. Effectivement, ces gisements sont en continuité les uns avec les autres, car ils se situent à proximité d'une discordance — sous celle-ci — entre l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien moyen. Cela délimite, à notre avis, un secteur plombo-zincifère imposant, dont le tronçon québé-

cois (Basses-Terres du Saint-Laurent et Appalaches occidentales) reste inexploré jusqu'à ce jour.

RELATION APPALACHES — BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT

L'hypothèse d'une relation métallogénique entre les formations porteuses de plomb et de zinc dans les Appalaches et celles potentiellement aptes à contenir de telles minéralisations dans les Basses-Terres du Saint-Laurent est construite à partir de relations qui existent plus au sud, au Tennessee.

Plusieurs auteurs, dont Hoagland (1976) et Kyle (1976), traitent de ce sujet en insistant sur les équivalences qui existent entre les formations carbonatées du sud des Appalaches et celles du centre des états du Tennessee et du Kentucky. Comme le montre la figure 45, les relations structurales (sur la coupe) démontrent bien ces équivalences. Il s'agit de la partie supérieure du Groupe de Knox, d'âge ordovicien inférieur (équivalent, ici, au Groupe de Beekmantown). La figure 46 montre des colonnes stratigraphiques depuis le Tennessee jusqu'à Terre-Neuve. Ce qui retient l'attention, dans ce cas, c'est l'équivalence directe qui existe entre les gisements d'âge ordovicien inférieur. D'autre part, les gisements d'âge cambrien inférieur présentent également une telle relation. La seule colonne manquante à cette figure est celle des Appalaches du sud du Québec, qui montrerait que les indices de Dunham correspondent directement avec les gisements 6, 7, 9 et 10. C'est donc dire que nos minéralisations se trouvent incluses dans une ceinture plombo-zincifère appalachienne, d'âge cambrien inférieur.

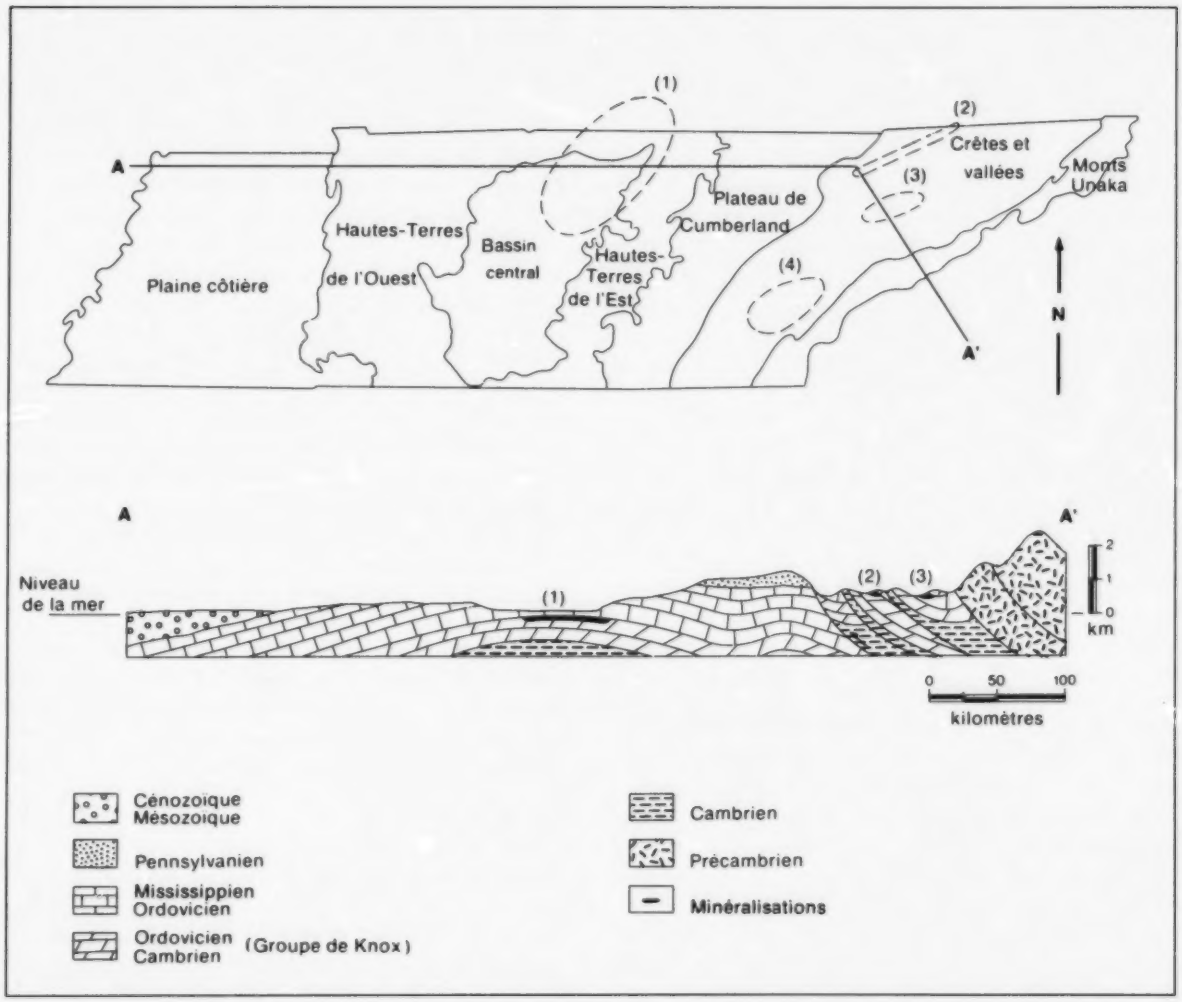
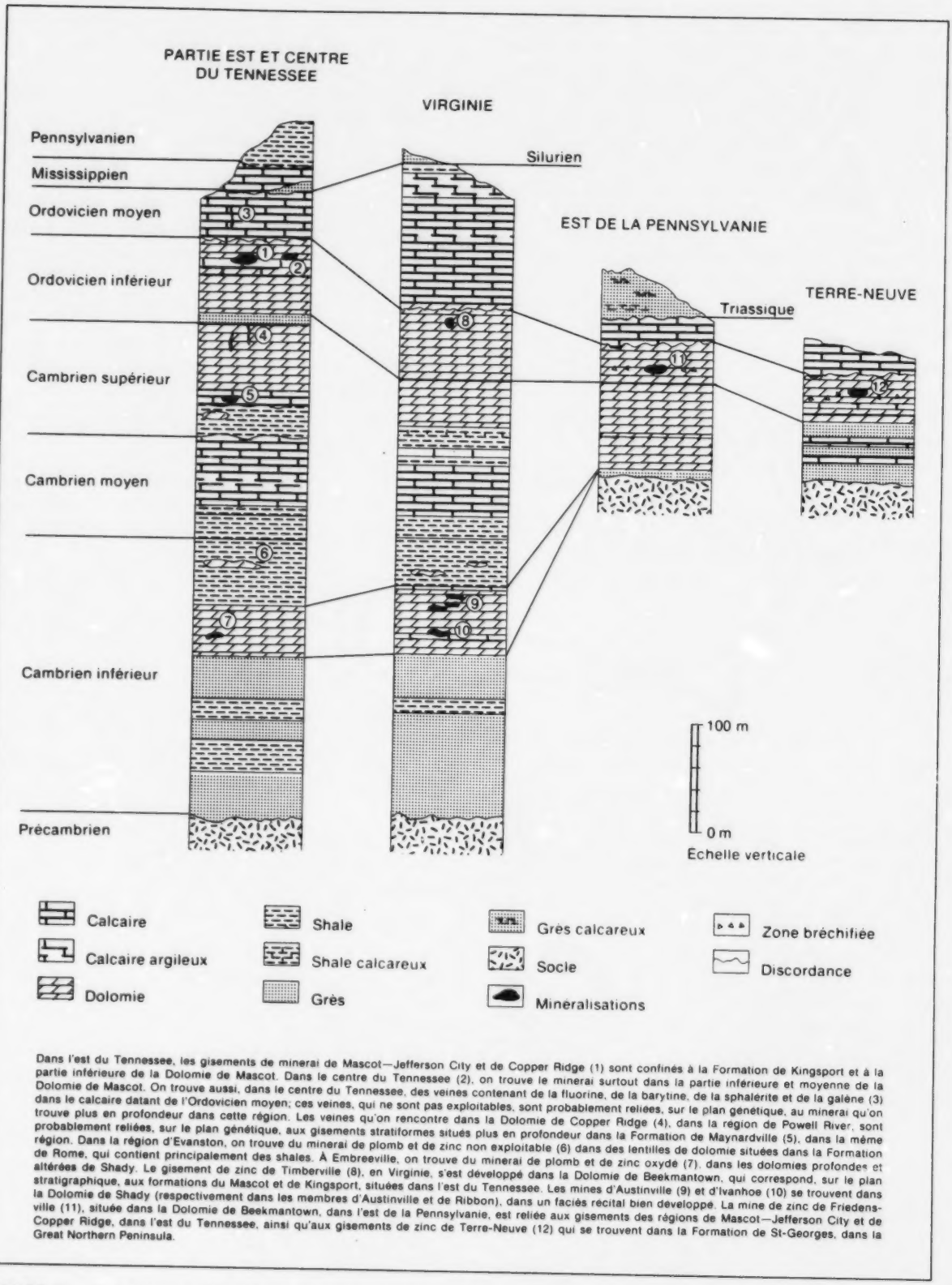


FIGURE 45 — Localisation des districts miniers du Groupe de Knox par rapport aux provinces physiographiques et aux structures géologiques du Tennessee: (1) district minier du centre du Tennessee; (2) district minier du Copper Ridge; (3) district minier du Mascot—Jefferson City; (4) district minier de Sweetwater (tirée de Kyle, 1976).



Dans l'est du Tennessee, les gisements de minerai de Mascot—Jefferson City et de Copper Ridge (1) sont confinés à la Formation de Kingsport et à la partie inférieure de la Dolomie de Mascot. Dans le centre du Tennessee (2), on trouve le minerai surtout dans la partie inférieure et moyenne de la Dolomie de Mascot. On trouve aussi, dans le centre du Tennessee, des veines contenant de la fluorine, de la barytine, de la sphalérite et de la galène (3) dans le calcaire datant de l'Ordovicien moyen; ces veines, qui ne sont pas exploitables, sont probablement reliées, sur le plan génétique, au minerai qu'on trouve plus en profondeur dans cette région. Les veines qu'on rencontre dans la Dolomie de Copper Ridge (4), dans la région de Powell River, sont probablement reliées, sur le plan génétique, aux gisements stratiformes situés plus en profondeur dans la Formation de Maynardville (5), dans la même région. Dans la région d'Evanston, on trouve du minerai de plomb et de zinc non exploitable (6) dans des lentilles de dolomie situées dans la Formation de Rome, qui contient principalement des shales. À Embreeville, on trouve du minerai de plomb et de zinc oxydé (7), dans les dolomies profondes et altérées de Shady. Le gisement de zinc de Timberville (8), en Virginie, s'est développé dans la Dolomie de Beekmantown, qui correspond, sur le plan stratigraphique, aux formations du Mascot et de Kingsport, situées dans l'est du Tennessee. Les mines d'Austinville (9) et d'Ivanhoe (10) se trouvent dans la Dolomie de Shady (respectivement dans les membres d'Austinville et de Ribbon), dans un faciès récifal bien développé. La mine de zinc de Friedensville (11), située dans la Dolomie de Beekmantown, dans l'est de la Pennsylvanie, est reliée aux gisements des régions de Mascot—Jefferson City et de Copper Ridge, dans l'est du Tennessee, ainsi qu'aux gisements de zinc de Terre-Neuve (12) qui se trouvent dans la Formation de St-Georges, dans la Great Northern Peninsula.

FIGURE 46 — Corrélations stratigraphiques généralisées entre quelques régions minières des Appalaches depuis le Tennessee jusqu'à Terre-Neuve (tirées de Hoagland, 1976).

Étudions maintenant les corrélations possibles dans notre région; pour cela, référons-nous à la coupe palinspastique de la figure 5. À partir de cette coupe, nous pourrions tirer les conclusions suivantes:

— les sédiments de plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent, les sédiments du Groupe de Philipsburg et quelques formations du Groupe d'Oak Hill sont reliés de façon directe par équivalence latérale;
— d'ouest en est, les sédiments de plate-forme passent d'un milieu carbonaté à des dépôts distaux (zone à argilite et flysch), ce qui concorde bien avec le contenu sédimentologique des diverses formations rencontrées;
— l'âge des sédiments, d'après nous, démontre bien ces équivalences: Cambrien inférieur dans le cas des dolomies du Groupe d'Oak Hill, Cambrien supérieur ou moyen dans le cas des dolomies et des grès des formations de Milton et de Rock River du Groupe de Philipsburg et Ordovicien inférieur dans le cas des sédiments les plus à l'ouest, soit la Formation de Beauharnois du Groupe de Beekmantown. Ce passage du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur reflète une transgression vers le nord-ouest sur le Bouclier canadien (Globensky, 1981).

Du point de vue de la minéralisation, on observe du plomb et du zinc dans la Formation de Dunham des Appalaches, des indices urano-zincifères dans la Dolomie de Milton, associés à des horizons bréchiques et, enfin, des indices plombo-zincifères confinés à un horizon dolomitique bien délimité du Groupe de Beekmantown (indice de la carrière Galipeau, près de Saint-Stanislas-de-Kostka, au sud de Valleyfield).

En résumé, la relation qui existe entre les gisements de l'est du Tennessee (Appalaches) et ceux du centre de ce même état (plate-forme) pourrait s'appliquer dans le cas du Québec pour les formations carbonatées appalachiennes (Dunham, Philipsburg) et celles des Basses-Terres du Saint-Laurent, d'autant plus que des minéralisations de plomb-zinc sont présentes dans ces grandes unités.

Nous recommandons donc, à partir de cette hypothèse, que soient explorées autant les formations carbonatées appalachiennes (Dunham et Philipsburg) que les formations d'âge ordovicien inférieur des Basses-Terres du Saint-Laurent (Groupe de Beekmantown).

HYPOTHÈSE SUR LA GENÈSE DES MINÉRALISATIONS

Les résultats de nos recherches dans la région de Dunham nous amènent à la reconnaissance d'un type de gisement. Par l'entremise de comparaisons, il nous est donc possible d'établir l'origine des minéralisations.

Nous pensons que les gîtes et les indices rencontrés ne sont pas stratiformes ou synsédimentaires. La minéralisation est liée systématiquement à un seul horizon (Dolomie de Dunham), mais elle ne montre aucune structure sédimentaire résultant d'une sédimentation synchrone avec les sédiments du Dunham. De la même façon, nous excluons de notre hypothèse génétique l'origine exhalative sous-marine. Nous n'avons rencontré aucune caractéristique propre à ce genre de dépôt (présence de roches volcaniques ou ignées; reconnaissance d'une formation de fer; association à l'échelle régionale de cuivre, de zinc, de plomb et de pyrite; présence d'un chapeau siliceux associé aux indices; zone d'altération, etc.) Néanmoins, nous admettons l'identification de failles de décrochement latérales qui auraient pu servir de conduits à des saumures métallifères, mais leur relation avec les indices de Dunham n'est vraiment pas systématique. Les dépôts de plomb-zinc retrouvés en Irlande ne se comparent pas, non plus, à nos indices. La présence de zones épigénétiques et syngénétiques ainsi que la reconnaissance d'un horizon tufacé manganésifère plus ou moins distal caractérisent ce genre de gisement.

Une origine hydrothermale (filons de plomb-zinc) liée à des intrusions magmatiques (Bluebell, Colombie-Britannique; Leadville, Colorado) a également été écartée. Ces gisements montrent fréquemment une minéralisation zonée au sein même de la veine, une température de formation relativement élevée — de 200 à 270°C d'après Roedder (1977) — et une zone d'altération (chloritisation). Aucune de ces caractéristiques n'est présente à Dunham.

L'hypothèse génétique retenue pour les gîtes et les indices plombo-zincifères de la région de Dunham est du type «Appalachian Zinc-Lead», comme l'a défini Hoagland (1976). Il s'agit d'une équivalence avec les gisements classiques du type «Mississippi Valley», mais dont la minéralisation a subi les effets des déformations associées aux Appalaches. Nous sommes donc en présence de concentrations métallifères pré-orogéniques.

Dans un article de Brown (1970) traitant des gisements du type «Mississippi Valley», on retrouve une liste de critères permettant de mieux cerner la définition de ce type de gisement. On y retrouve, entre autres, les points suivants (Brown, 1970, page 104):

1 — *«All occur primarily, though not exclusively, in carbonate rocks, originally either limestone or dolomite. Ore occurs predominantly in rock which now is dolomite. Minor fractions may impregnate associated sandstones.»*
2 — *«The dominant ore minerals are zinc and lead*

sulfides, zinc usually predominant, except in Southeast Missouri.»

3 — *«The ores are relatively lean in precious metals, but high in various trace elements (Cu, Cd, Ge, Ga, Co, Ni, Hg, etc.) which differ in different deposits.»*

4 — *«Sphalerite usually is of low iron content, but may show color banding indicative of minor compositional variation.»*

5 — *«Coarse crystallynity of sphalerite, galena and fluorite, especially in the usually abundant cavities, is characteristic.»*

6 — *«Most rocks are not metamorphosed regionally and the deposits show no signs of having undergone any important physical alteration since deposition except for weathering on outcroup.»*

7 — *«The ores (in the three principal districts) occur mainly in certain preferred horizons or strata and are sufficiently conformable to bedding that they usually, though not always, may be described as stratiform or stratabound.»*

8 — *«Igneous activity is minor or lacking in most mineralized areas and, even where present, has little or no obvious connection with mineralization.»*

9 — *«All geological evidence indicates that the ores were formed at low temperatures from aqueous solutions (100° to 150° C).»*

Ces critères ont tous été reconnus à Dunham. Par contre, il s'agit de caractéristiques gîtologiques rencontrées en milieu de plate-forme non déformé, tandis que les gisements du type «Appalachian Zinc-Lead» montrent fréquemment ces caractéristiques, mais en milieu tectonisé.

Hoagland (1976) distingue trois classes principales de gisements du type «Appalachian Zinc-Lead». Il s'agit, premièrement, de la classe «lead free zinc», représentée par les gisements de l'est du Tennessee, de la Virginie et probablement celui de Terre-Neuve (Newfoundland Zinc Mine). Ces dépôts, mise à part l'absence de plomb, sont d'âge ordovicien inférieur et montrent un environnement sédimentaire relativement semblable. Une deuxième classe, représentée par le dépôt d'Austinville-Ivanhoe situé en Virginie, se caractérise par la présence prédominante de zinc, avec, comme métal secondaire, le plomb. La dernière classe consiste en du plomb et du zinc encaissés dans un complexe récifal, lequel s'est développé sur une discordance près d'un bassin évaporitique (Gays River, Nouvelle-Écosse).

Nous considérons que nos minéralisations se situent dans la deuxième classe. Les gisements de cette classe se trouvent dans des formations carbonatées d'âge cambrien inférieur, comme la Dolomie de Dunham, et nous y retrouvons même un district minier qui se compare assez bien avec nos indices. Il s'agit du «Evanston district» (Hoagland, 1976). On retrouve du plomb et du zinc dans un lit dolomitique de la Formation de Rome, d'âge cambrien. *«The Rome Formation in East Tennessee is composed of sandstone, silt and shale with local dolomite lenses. At Evanston the upper 3 m. of a 40 m. dolomite bed is locally mineralizated directly below a thin-bedded shale. The width of the mineralizated zones is only a few meters, and the combined zinc and lead content is less than 5%, generally much less. The mineralization is predominantly sphalerite with minor galena, pyrite, and traces of chalcopyrite in breccia with dolomite gangue.»* (Hoagland, 1976, pages 513 et 514).

À la suite de ces observations, nous concluons que les gîtes et les indices de la région de Dunham (incluant Cowansville et Franklin) sont du type «Appalachian Zinc-Lead», comme les gisements d'Austinville—Ivanhoe, qui recèlent de $1{,}5 \times 10^6$ à $3{,}5 \times 10^6$ tonnes de plomb et de zinc.

MODÈLE GÉNÉTIQUE PROPOSÉ

Il est maintenant possible d'établir un modèle génétique s'appliquant autant à la source, au transport et au mode de mise en place des métaux. Ce modèle se veut une ébauche susceptible de servir à l'établissement d'une campagne d'exploration basée sur la métallogénie, en plus de l'explication génétique des gîtes et des indices de Dunham.

Source des métaux

Le plomb et le zinc présents à Dunham sont probablement issus de saumures diagénétiques ayant lessivé des sédiments argileux de leurs métaux. Ces solutions hypersalines, chaudes, générées par la libération de l'eau interstitielle lors de la compaction des argiles (diagenèse), peuvent ainsi circuler dans les bassins sédimentaires tout en captant diverses substances dissoutes. Par exemple, le plomb a la capacité de remplacer le potassium dans les feldspaths et les micas; par la suite, la destruction diagénétique de ces minéraux, durant la formation de l'illite, libère du plomb dans l'eau de formation (Hanor, 1979). Dans les endroits où le gradient géothermique est régulier et où aucune activité ignée n'est observée, on remarque des quantités élevées d'ions métalliques dans les solutions hydrothermales. Dans certaines circonstances, il apparaît que des sédiments normaux sont suffisants pour générer ces types de fluides.

Mis à part les fluides diagénétiques, d'autres fluides peuvent s'ajouter et augmenter davantage la quantité de plomb et de zinc, par exemple ceux provenant de la déformation tectonique, notamment de zones de failles dans les bassins d'où peut s'échapper une quantité importante de solution métallique. Cet apport additionnel est fonction de la porosité et des

pressions hydrostatiques présentes lors de l'événement.

Transport des métaux

Le problème du transport des métaux dans ce genre de saumures fait l'objet de discussions entre différents auteurs. Néanmoins, un consensus se dégage de ce débat. Il semble que le transport du plomb et du zinc s'effectue sous la forme de complexes sodium-chlorure dans des fluides hydrothermaux (Anderson, 1975). La présence de NaCl dans nos inclusions fluides corrobore cette hypothèse. De plus, il semble que le soufre nécessaire à la formation des sulfures ne puisse être transporté à même la solution, parce que les métaux et ce même soufre réduit ne peuvent migrer que si le pH, pour une température basse, est également bas. Cela est impossible, à cause de la présence de dolomie dans ces minéralisations (Beales, 1975).

Le soufre ne pouvant être transporté avec ces fluides hydrothermaux, il faut qu'il soit présent près de l'unité hôte lors de la précipitation des sulfures. Nous suggérons donc, d'après les conclusions que nous avons tirées à partir des valeurs isotopiques relatives au soufre, qu'une autre solution, riche en soufre (réduction du soufre en H_2S par l'entremise d'activité bactériologique) est responsable de la précipitation du plomb et du zinc.

Mode de mise en place de la minéralisation

Les fluides hydrothermaux riches en plomb et en zinc sont amenés sous forme de complexes chlorurés jusqu'au milieu de dépôt grâce au mouvement migratoire (du centre du bassin vers les bords). À ce lieu, la rencontre d'une autre solution, celle-ci riche en soufre, provoque la précipitation du plomb et du zinc sous la forme de sulfures.

Suivant ce modèle, nous avons essayé d'établir l'environnement de sédimentation ayant donné naissance aux gîtes et aux indices de Dunham (figure 47). Sur cette figure, on retrouve les différentes caractéristiques nécessaires à la formation de dépôts et on propose une synthèse métallogénique tirée de nos observations morphologiques et géochimiques.

En résumé, c'est ainsi que nous envisageons la genèse des différents amas plombo-zincifères de la région de Dunham. Ce modèle génétique étant établi, il est maintenant possible de planifier une campagne d'exploration qui serait adaptée au type de gîte présent, soit «l'Appalachian Zinc-Lead».

Méthodes d'exploration utilisées

Parmi les différents travaux réalisés durant les étés 1983 et 1984, nous avons effectué quelques relevés géophysiques et géochimiques. L'établissement de métallotectes (Boucher, 1984b) et d'une cartographie détaillée des gîtes (carte 2034 C de la zone de Meigs-Corners et carte 2034 D du verger Tougas) nous a permis de sélectionner différentes techniques d'exploration, citées préalablement. Dans la présente section, il s'agit donc d'analyser les résultats obtenus par ces différentes techniques, de façon à arriver à une sélection critique nous permettant de conseiller le lecteur quant à l'établissement d'une campagne d'exploration.

GÉOPHYSIQUE

Nous avons utilisé, comme appareil, un magnétomètre à protons pour évaluer le comportement magnétique de la minéralisation ou des lithologies associées. Les lectures ont été effectuées le long d'un quadrillage situé à la zone de Meigs-Corners, tout comme les mesures électromagnétiques et radiométriques.

La figure 48 montre l'allure des résultats obtenus. On ne remarque aucune anomalie magnétique associée à la zone minéralisée et aucune distinction des lithologies qui seraient dues à un magnétisme caractéristique, car les différentes roches sédimentaires sont peu porteuses de minéraux magnétiques. Néanmoins, on peut observer que les zones à pyrite, dans les argilites du Sweetsburg, affichent quelques anomalies relativement faibles.

Du point de vue de l'exploration locale, la méthode du relevé magnétique ne s'avère donc pas très utile pour délimiter une zone minéralisée ou pour tracer l'horizon préférentiel. À une plus grande échelle, elle pourrait cependant permettre de définir, par exemple, des structures tectoniques ou sédimentaires associées à des zones bréchifiées.

Sur ce même quadrillage, nous avons effectué des mesures électromagnétiques à l'aide du VLF (EM16). Même si nous savions que cette méthode n'était pas efficace pour le genre de minéralisation présente à Dunham (sulfures disséminés à faible conductivité électrique), nous avons tout de même tenté l'expérience, laquelle s'est révélée peu fructueuse. Effectivement, les valeurs obtenues sont trop hétérogènes et elles n'indiquent aucune anomalie reliée à la zone minéralisée. Nous attribuons cette hétérogénéité à la présence sporadique de pyrite dans la Formation de Sweetsburg. Dans le Cheshire, les valeurs étaient par contre assez régulières, se situant près de 0 («tilt angle»).

Nous déconseillons donc l'emploi d'une telle méthode, vu la trop faible conductibilité des sulfures.

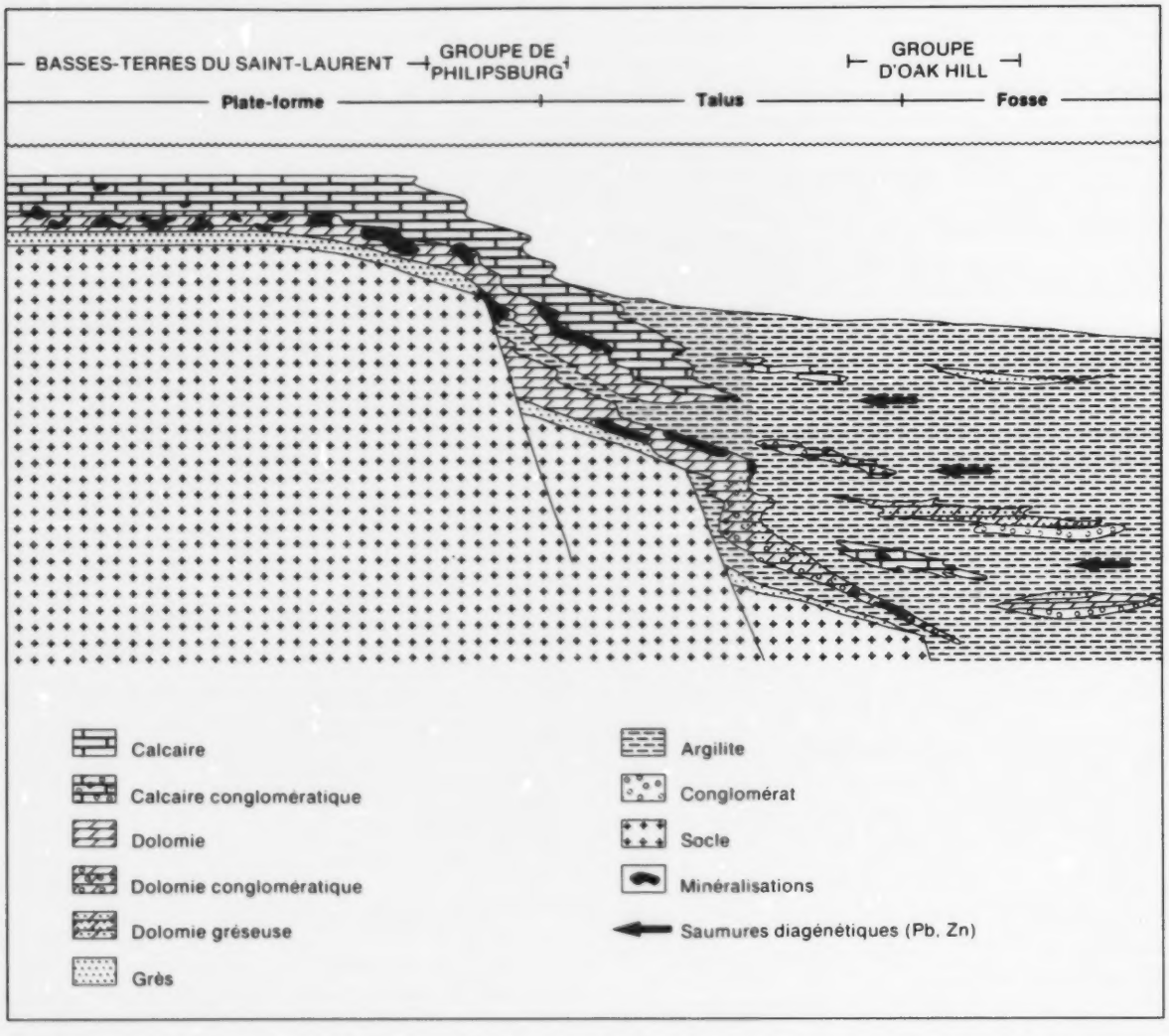


FIGURE 47 — Environnement de sédimentation démontrant le mode de mise en place du plomb et du zinc, grâce aux saumures diagénétiques.

La dernière méthode géophysique testée a été le scintillomètre (S.P.P. 2NF). À cause de la faible présence d'uranium dans quelques échantillons de minerai, nous avons essayé de localiser la zone de Meigs-Corners à partir des valeurs radiométriques, mais sans succès. Nous déconseillons donc l'utilisation d'une telle méthode.

En fait, la géophysique constitue un ensemble de méthodes plus ou moins bien adaptées aux minéralisations de type plomb-zinc dans les carbonates. Le plomb et le zinc étant des métaux peu magnétiques et peu conducteurs, nous concluons que ce type d'exploration s'avère peu révélateur. Par contre, la gravimétrie et la polarisation provoquée seraient des méthodes géophysiques efficaces (Lajoie & Klein, 1979; Peters, 1978).

LITHOGÉOCHIMIE

La lithogéochimie représente le second type de méthode d'exploration investigué. Des analyses chimiques d'éléments majeurs et mineurs ont été effectuées à partir d'échantillons de roche provenant de différents gîtes et indices de la région de Dunham (annexe I).

La distribution des éléments majeurs de part et d'autre du centre de la zone de plomb-zinc ne présente aucune variation significative, car nous n'avons observé aucune zone d'altération à l'échelle de l'affleurement; cela se reflète dans les analyses chimiques. Le MgO, le CaO, le SiO_2 et le K_2O ne montrent donc pas de variation, que l'on soit dans l'encaissant ou dans la zone minéralisée. Les valeurs de MnO

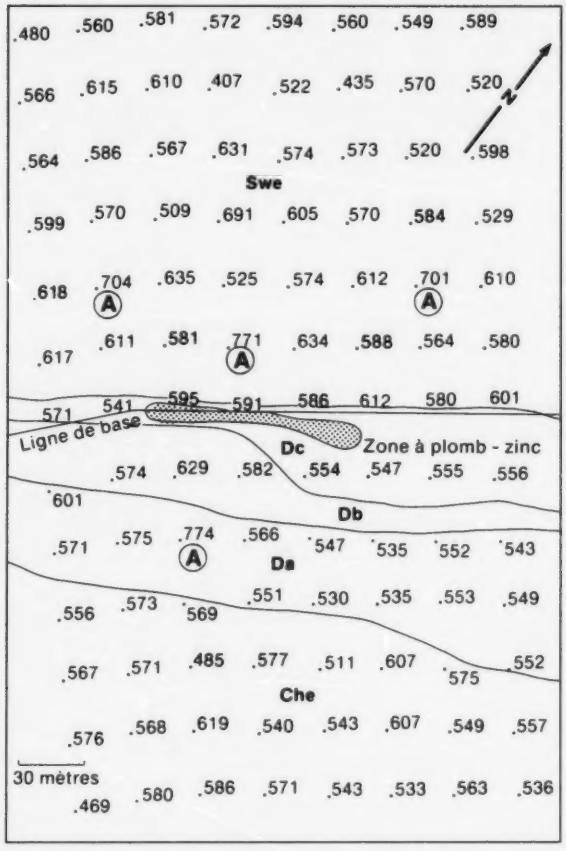


FIGURE 48 — Résultats du levé magnétique effectué dans la zone de Meigs-Corners montrant les endroits anomaux (A) par rapport à la géologie. Faciès de la Formation de Dunham (Da, Db et Dc); Formation de Cheshire (Che); Formation de Sweetsburg (Swe). Une valeur de 56 000 gammas a été soustraite de toutes les mesures.

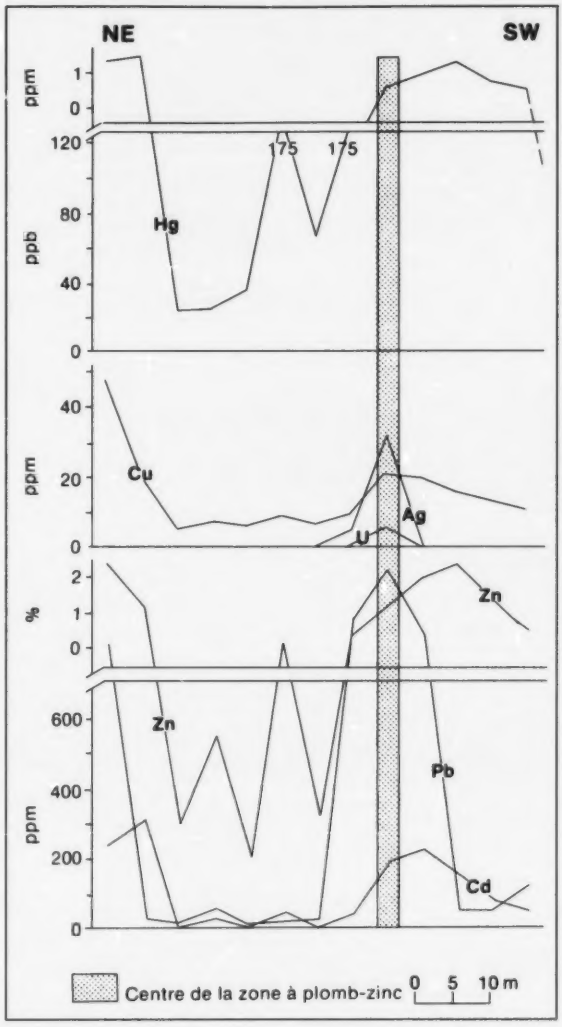


FIGURE 49 — Coupe lithogéochimique, le long de la zone du verger Tougas, montrant la distribution de quelques éléments chimiques.

sont également faibles et assez homogènes.

On observe toutefois des variations importantes dans les valeurs des éléments mineurs. La figure 49 montre le comportement de divers éléments associés au zinc et au plomb. Cette coupe lithogéochimique, faite à travers le gîte, fait ressortir quelques anomalies. Le premier fait intéressant est l'association cadmium—zinc typique. Les deux courbes sont presque identiques. On remarque également la similarité de la courbe du zinc avec celle du cuivre et du mercure. Dans le cas du plomb, on observe une concordance avec l'argent et l'uranium, ces derniers se trouvant exclusivement dans le coeur de galène. Quant au mercure, on observe que, dans la totalité des indices, cet élément indique très bien la zone riche en minerais. La figure 50 démontre ce fait. L'anomalie est en moyenne de 1 ppm, le bruit de fond étant de 20 ppb. Par conséquent, nous considérons que cet élément est très caractéristique des amas minéralisés, surtout des zones zincifères (à cause de la concordance de la courbe du zinc avec celle du mercure).

La dernière méthode d'exploration, la géochimie de sol, a été utilisée à la zone de Meigs-Corners, selon le même quadrillage que les relevés géophysiques. Nous avons prélevé quelque 191 échantillons de sol, dont 86 pour l'horizon B et 105 pour l'horizon A_0 (humus). Ces différents échantillons ont été analysés pour l'argent, le cobalt, le cuivre, le manganèse, le nickel, le plomb et le zinc. Nous avons également fait analyser ces échantillons pour le cadmium, l'uranium, le mercure et le barium. Le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a assuré l'exécution des analyses chimiques, par l'entremise du Service de la géochimie, après le séchage préliminaire des échantillons. À l'annexe II, on peut voir les résultats des analyses. À la figure 51, on situe chaque échantillon

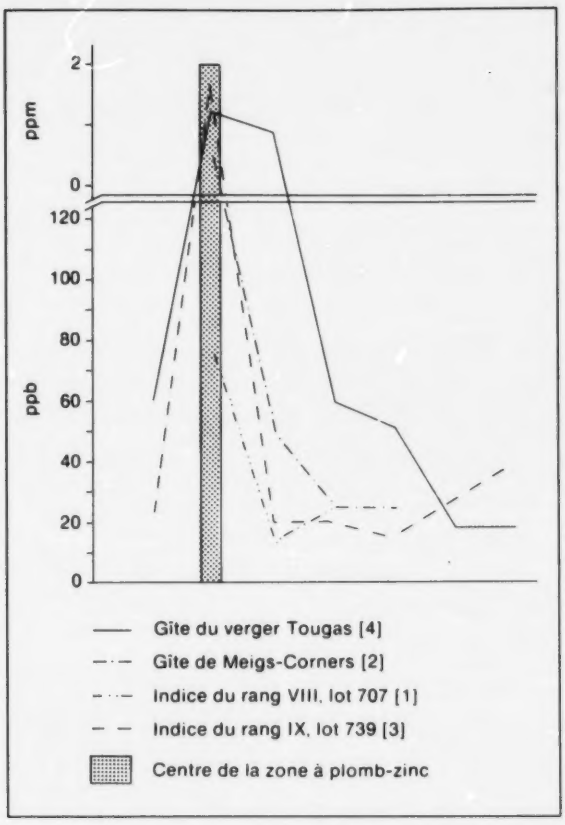


FIGURE 50 — Coupe lithogéochimique montrant l'allure des teneurs en mercure pour quelques indices de la Formation de Dunham.

selon ses coordonnées T.U.M. Tous ces résultats ont été traités de façon statistique afin d'en extraire l'essentiel des informations (tableaux 12 et 13).

Premier fait géochimique, on n'a pas décelé d'argent lors des analyses. Cet élément aurait pu être associé aux valeurs de plomb, mais il semble qu'à Dunham cela ne soit pas le cas. Le cobalt, le cuivre et le nickel n'indiquent pas vraiment de zone anomale, et leur comportement géochimique est très similaire, que l'on soit dans l'horizon B ou dans l'horizon A_0. Le cadmium, le plomb et le zinc montrent bien la zone anomale lorsqu'ils proviennent de l'humus (horizon A_0). Quant à l'horizon B, spécifions qu'il indique bien la zone minéralisée dans le cas de l'uranium.

En somme, d'après ces résultats, il semble que l'horizon A_0 (humus) fait bien ressortir la présence des zones de plomb-zinc. À partir de l'analyse du plomb, du zinc et du cadmium dans cet horizon, il serait possible de localiser une zone anomale qui correspondrait assez bien à l'indice. Cet horizon pédologique possède fréquemment une évolution moins complexe que l'horizon B (BØlviken & Gleeson, 1979).

MÉTALLOTECTES LIÉS À LA MINÉRALISATION

Nous avons tenté d'établir une liste des métallotectes ayant joué un rôle important lors du stade de la minéralisation à Dunham. Boucher (1984b) donne cette liste, et nous l'avons retranscrite ici avec quelques modifications:

- le meilleur métallotecte reconnu est le sous-faciès «dolomie massive» de la Formation de Dunham (Br_1, Br_2 et Br_3);
- les horizons bréchiques inclus dans les faciès carbonatés du Dunham;
- les sous-faciès conglomératiques du Scottsmore de la Formation de Sweetsburg.

Ces métallotectes constituent donc des indications quant au comportement des fluides responsables de la minéralisation. De plus, ils peuvent permettre l'établissement d'une campagne d'exploration basée sur l'aspect métallogénique et ainsi étendre, au niveau régional, les cibles d'exploration (des Appalaches aux Basses-Terres du Saint-Laurent).

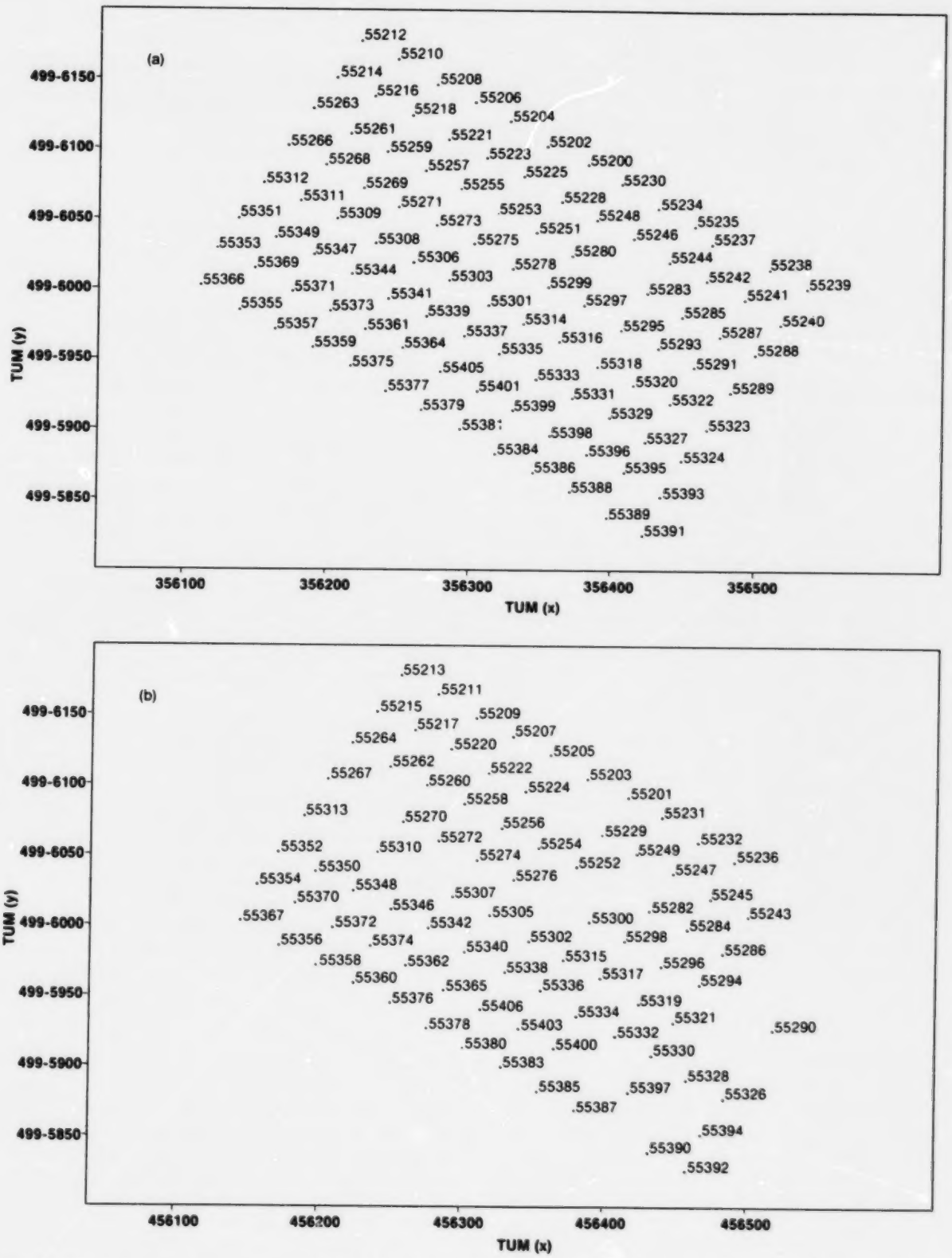


FIGURE 51 — Localisation par coordonnées T.U.M. des échantillons relatifs à la géochimie du sol. En(a), échantillons d'humus; en(b), échantillons de l'horizon B. Les numéros d'échantillons correspondent à ceux de l'annexe II.

TABLEAU 12 — Résultats statistiques montrant les coefficients de corrélation entre les différents éléments chimiques étudiés

Coefficients de corrélation-log pour les échantillons d'humus

	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	Ba	Cd	Hg	U
Cu	1.00	0.67	0.02	0.85	0.69	0.31	0.27	0.19	0.21	0.78
Zn		1.00	0.27	0.67	0.62	0.55	0.35	0.54	0.41	0.62
Pb			1.00	-0.14	-0.13	0.61	0.46	0.72	0.71	-0.22
Ni				1.00	0.82	0.24	0.19	0.05	0.10	0.81
Co					1.00	0.31	0.16	0.04	0.12	0.65
Mn						1.00	0.46	0.70	0.73	0.09
Ba							1.00	0.49	0.36	0.09
Cd								1.00	0.66	0.04
Hg									1.00	0.02
U										1.00

Coefficients de corrélation-log pour les échantillons de l'horizon B

	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	Ba	Cd	Hg	U
Cu	1.00	0.56	0.15	0.77	0.69	0.28	0.27	0.15	0.40	0.76
Zn		1.00	0.39	0.64	0.61	0.55	0.40	0.55	0.49	0.62
Pb			1.00	0.07	0.34	0.58	0.22	0.51	0.52	0.12
Ni				1.00	0.81	0.42	0.33	0.19	0.36	0.72
Co					1.00	0.57	0.24	0.19	0.40	0.59
Mn						1.00	0.47	0.52	0.60	0.35
Ba							1.00	0.39	0.45	0.34
Cd								1.00	0.63	0.31
Hg									1.00	0.53
U										1.00

TABLEAU 13 — Résultats statistiques montrant la distribution des valeurs obtenues pour la géochimie de sol

Élément chimique	Valeur minimale	Valeur maximale	Moyenne	Écart type	Déviation standard	Nombre d'échantillons
			Échantillons d'humus			
Ag	2.00	2.00	2.00	0.00	0.00	105
Ba	27.00	442.00	155.40	4990.43	70.64	105
Cd	1.00	196.00	11.08	798.63	28.26	105
Co	2.00	22.00	7.16	16.46	4.06	105
Cu	2.00	34.00	14.93	50.52	7.11	105
Hg	40.00	450.00	123.55	5768.52	75.95	105
Mn	38.00	13940.00	1444.15	4841630.00	2200.37	105
Ni	2.00	66.00	15.53	115.77	10.76	105
Pb	8.00	690.00	69.45	9682.55	98.40	105
Pf	5.00	74.00	22.81	123.85	11.13	105
U	2.00	150.00	24.12	529.42	28.80	105
Zn	28.00	2120.00	278.95	104599.62	323.42	105
ZONE	0.00	3.00	0.98	7.66	0.28	105

Nombre total d'échantillons: 191
Nombre de variables: 27

			Échantillons de l'horizon B			
Ag	2.00	2.00	2.00	0.00	0.00	86
Ba	37.00	618.00	118.19	4789.77	69.21	86
Cd	1.00	33.00	3.66	38.74	6.22	86
Co	2.00	36.00	8.20	21.74	4.66	8
Cu	3.00	37.00	16.70	82.75	9.10	86
Hg	25.00	375.00	100.15	3048.60	55.21	86
Mn	48.00	7880.00	754.86	958516.68	979.04	86
Ni	2.00	72.00	19.28	155.17	12.46	86
Pb	4.00	180.00	29.81	763.31	27.83	86
Pf	4.00	50.00	13.51	46.63	6.97	86
U	3.00	130.00	28.36	301.69	28.31	86
Zn	34.00	1500.00	270.09	54923.18	234.37	86
ZONE	5.00	5.00	5.00	0.00	0.00	86

Nombre total d'échantillons: 191
Nombre de variables: 27

Conclusion

La minéralisation plombo-zincifère associée à la Formation de Dunham, en Estrie, semble s'apparenter aux grandes concentrations métallifères du type «Appalachian Zinc-Lead», comme l'a défini Hoagland (1976).

Les principaux arguments soutenant une telle position sont:

- la présence de minéralisations plombo-zincifères le long d'une unité dolomitique (Formation de Dunham);
- le caractère stratoïde mais pré-orogénique des amas;
- l'association plomb-zinc quasi systématique au sein de l'indice ou du gîte, sous la forme de sulfures occupant les cavités d'une brèche poreuse;
- les résultats des analyses des inclusions fluides indiquant la présence d'une solution saline de basse température, ce qui est courant dans ce type de gisement;
- les valeurs des isotopes du soufre, qui nous permettent d'énoncer l'idée que la minéralisation est liée à une activité bactériologique ayant généré le soufre.

D'autre part, les liens existant entre toutes les minéralisations présentes à Dunham et près de Dunham (Cowansville et Franklin) ne peuvent que correspondre à la structure majeure que sont les Appalaches. De cette situation, nous tirons une équivalence avec les gisements situés plus au sud (Virginie et Tennessee), qui nous ont permis d'établir un modèle de mise en place applicable à nos gîtes et à nos indices. Il s'agit d'une saumure diagénétique riche en plomb et en zinc qui, sous l'effet de la compaction dans le bassin d'où la solution tire son origine, migre vers les bords. En ce lieu, la rencontre d'une autre solution contenant le soufre nécessaire à la précipitation permet aux métaux, ainsi piégés dans une structure à porosité variable, de se transformer en sulfures.

Enfin, nous espérons que les travaux que nous avons réalisés permettront aux lecteurs de comprendre l'aspect gîtologique et métallogénique des minéralisations de Dunham, et d'évaluer le potentiel minier en plomb et en zinc des Appalaches et de la zone de plate-forme.

Références

ANDERSON, G.M., 1975 — Precipitation of Mississippi Valley-Type Ores. Economic Geology; Volume 70; pages 937-942.

ATKINSON, B.K., 1974 — Experimental deformation of polycristalline galena, chalcopyrite and pyrrhotite. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions; Volume 83; pages B19-B28.

BEALES, F.W., 1975 — Precipitation mecanisms for Mississippi Valley-Type Ore Deposits. Economic Geology; Volume 70; pages 943-948.

BÉLAND, J., 1967 — Contributions from systematic studies of minor structures in the southern Quebec Appalachians; Royal Society of Canada; Special Publication No. 10; pages 48-56.

BØLVIKEN, B. — GLEESON, C.F., 1979 — Focus on the use of soils for geochemical exploration in glaciated terrane. *In* Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores. *Edited by* P.J. Hood. Geological Survey of Canada; Economic Geology, Report 31; pages 295-326.

BOOTH, V.H., 1950 — Stratigraphy and structure of the Oak Hill succession in Vermont. Geological Society of America Bulletin; Volume 61; pages 1131-1168.

BOUCHER, M., 1984a — Minéralisation plombo-zincifère de la région de Dunham. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; carte annotée DP 84-07.

_____ 1984b — Minéralisation plombo-zincifère de la région de Dunham. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 84-02, 37 pages.

_____ 1985 — Minéralisation plombo-zincifère de la région de Dunham. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; carte annotée DP 84-53.

BROWN, J.S., 1970 — Mississippi Valley Type Lead-Zinc Ores. Mineralium Deposita; Volume 5; pages 103-119.

BRUNEAU, Y., 1970a — Airborne scintillation survey, seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-26754; 7 pages.

_____ 1970b — Radiometric survey report, seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-26755; 6 pages.

_____ 1970c — Soil survey report, seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-26756; 7 pages.

_____ 1980a — Report on mag survey with 20 DDH log, seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-36812; 6 pages.

_____ 1980b — Report on mag survey with 20 DDH log, seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-35963; 150 pages.

_____ 1980c — Geological report, canton de Dunham, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-36916; 5 pages.

CADY, W.M., 1945 — Stratigraphy and structure of west-central Vermont. Geological Society of America Bulletin; Volume 56; pages 515-588.

_____ 1960 —Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec. Geological Society of America Bulletin; Volume 71; pages 531-576.

CAMPBELL, N., 1967 — Tectonic, reefs and stratiform lead-zinc deposits of the Pine Point area, Canada. *In* Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks (the so-called Mississippi-Valley Type Deposits). *Edited by* J.S. Brown; Economic Geology; Monograph No. 3; pages 59-70.

CARTER, G.F.E., 1954 — The Dunham dolomite near Saint-Armand, Québec. M.Sc. thesis, McGill University; 42 pages.

CHARBONNEAU, J.M., 1975 — Région de Frelighsburg, comté de Missisquoi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 341, 28 pages.

_____ 1980a — Région de Sutton (W). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV 681, 89 pages.

_____ 1980b — Le front appalachien au nord immédiat de la frontière Québec—Vermont. Thèse de doctorat, Université Laval; 192 pages.

CLARK, T.H., 1931 — Lowest Cambrian of southern Quebec. Geological Society of America Bulletin; Volume 17; pages 497-522.

_____ 1934 — Structure and stratigraphy of southern Quebec. Geological Society of America Bulletin; Volume 45; pages 1-20.

_____ 1936 — A lower Cambrian series from southern Quebec. Transactions of the Royal Canadian Institute; Volume 21, No. 45, Part I; pages 135-151.

_____ 1955 — Région de Saint-Jean — Beloeil. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-66; 92 pages.

_____ 1977 — Région de Granby (W). Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-177; 109 pages.

CLARK, T.H. — McGERRIGLE, H.W., 1932 — The edge of the Appalachians in southern Quebec. Geological Survey of Canada; Open File 23; page 298.

COOKE, H.C. — EAKINS, P.R. —TIPHANE, M., 1962 — Shefford map area, Shefford and Brome counties, Eastern Townships of Quebec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-187; 145 pages.

CRAIG, J.R. — VAUGHAN, D.J., 1981 — Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons; 406 pages.

DENNIS, J.G., 1964 — The geology of the Enosburg area, Vermont. Vermont Development Department; Bulletin 23; 56 pages.

EAKINS, P.R., 1964 — Région de Sutton. Commission géologique du Canada; Étude 63-34; 3 pages.

ELLS, R.W., 1897 — Rapport sur une portion de la province de Québec figurant dans la feuille sud-ouest des Cantons de l'Est. Commission géologique du Canada; rapport annuel; volume 7; pages 5j-103j, 126j-170j et carte 571.

ENOS, P., 1978 — Dolomite, Dolomitization. *In* the Encyclopedia of Sedimentology. Strondsburg, Fairbridge & Bourgeois; 901 pages.

GLOBENSKY, Y., 1981 — Région de Lacolle—Saint-Jean. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; RG-197; 197 pages.

HANNON, P.J., 1979 — Geological report by Esso Minerals Canada. Seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-34206; 20 pages.

HANOR, J.S., 1979 — The sedimentary genesis of hydrothermal fluids. *In* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Edited by* H.L. Barnes; John Wiley & Sons; pages 137-172.

HOAGLAND, A.D., 1976 — Appalachian zinc-lead deposits. *In* Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. *Edited by* K.H. Wolf; Elsevier; Volume 6; pages 495-534.

JACKSON, S.A. — BEALES, F.W., 1967 — An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley ores during the late stage of diagenesis. Canadian Petroleum Geology Bulletin; Volume 15; pages 483-522.

JENSEN, M.L. — DESSEAU, G., 1967 — The bearing of sulfur isotopes on the origin of Mississippi Valley Type Deposits. *In* Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks. *Edited by* J.S. Brown; Economic Geology; Monograph No. 3; pages 400-409.

KEITH, A., 1923 — Cambrian succession of northwestern Vermont. American Journal of Science; Serial 5, Volume 5; pages 97-139.

_____ 1932 — Structure and stratigraphy of northwestern Vermont. Journal of Washington Academy of Science; Volume 22; pages 357-379 and pages 393-406.

KENNEDY, L.A., 1978 — Radiometric prospecting and soil sampling survey, Seigneurie de Saint-Armand, Québec. Labrador Exploration Ltd.; GM-34205; 7 pages.

KUMARAPELI, P.S. — GOODACRE, A.K. — THOMAS, M.D., 1981 — Gravity and magnetic anomalies of the Sutton Mountains region, Quebec and Vermont: Expressions of rift volcanics related to the opening of Iapetus. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 18; pages 680-692.

KYLE, J.R., 1976 — Brecciation, alteration and mineralization in the central Tennessee Zinc District. Economic Geology; Volume 71; pages 892-903.

LAJOIE, J.J. — KLEIN, J., 1979 — Geophysical exploration at the Pine Point Mines Ltd. Zinc Lead Property, Northwest Territories, Canada. *In* Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores. *Edited by* P.J. Hood; Geological Survey of Canada; Economic Geology, Report 31; pages 653-664.

LEACH, D.L. — NELSON, R.C. — WILLIAMS, 1975 — Fluid inclusion studies in the northern Arkansas Zinc District. Economic Geology; Volume 70; pages 1084-1091.

LOGAN, W.E., 1849 —Examen de la contrée du sud du Saint-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du lac Champlain à la rivière Chaudière. Commission géologique du Canada; rapport de progrès 1847-1848; pages 5-916.

_____ 1866 — Rapport des opérations de 1863 à 1866. Exploration géologique du Canada. Commission géologique du Canada; pages 3-27.

MAYNARD, J.B., 1983 — Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer-Verlag; 305 pages.

McGERRIGLE, H.W., 1930 — The geology of the Lacolle quadrangle, southern Quebec. Ph.D. thesis, Princeton University; 308 pages.

McILREATH, I.A. — JAMES, N.P., 1979 — Carbonate slope. *In* Facies models. *Edited by* R.G. Walker; Waterloo; Geological Association of Canada; pages 133-143.

OHMOTO, H. — RYE, R.O., 1979 — Isotopes of sulfur and carbon. *In* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Edited by* H.L. Barnes; John Wiley & Sons; Second edition; pages 509-567.

PETERS, W.C., 1978 — Exploration and Mining Geology. John Wiley & Sons; 696 pages.

POOLE, W.H., 1976 — Plate tectonic evolution of the canadian appalachian region. Geological Survey of Canada; Paper 76-1B; pages 113-126.

ROEDDER, E., 1976 — Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. *In* Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. *Edited by* K.H. Wolf; Elsevier; Volume 2; pages 67-110.

———— 1977 — Fluid inclusions as tools in mineral exploration. Economic Geology; Volume 72; pages 503-525.

———— 1979 — Fluid inclusions as samples of ore fluids. *In* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Edited by* H.L. Barnes; John Wiley & Sons; Second edition; pages 684-737.

SAUCIER, G., 1982 — Étude d'un indice minéralisé de plomb-zinc de type «Mississippi Valley» dans une dolomie des Cantons de l'Est. Mémoire de baccalauréat, École polytechnique de Montréal; 32 pages.

SCHENK, P.E., 1978 — Synthesis of the canadian appalachians. *In* Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic Region. Geological Survey of Canada; Paper 78-13; pages 111-136.

SCHOLLE, P.A., 1978 — Carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. American Association of Petroleum Geologists; Memoir 27; 241 pages.

SHAW, A.B., 1958 — Stratigraphy and structure of the St-Albans area, northwestern Vermont. Geological Society of America Bulletin; Volume 69; pages 519-567.

STANTON, R.L., 1972 — Ore Petrology. McGraw-Hill, New-York; 713 pages.

ST-JULIEN, P., 1972 — La tectonique appalachienne dans les Cantons de l'Est de la province de Québec. Congrès géologique international, XXIV^{e} session; livret-guide B-21; 22 pages.

ST-JULIEN, P. — HUBERT, C., 1975 — Evolution of the taconian orogen in the Quebec appalachians. American Journal of Science; Volume 75-A; pages 337-362.

TAYLOR, M. — KESLER, S. —CLOKE, P. — KELLY, W., 1983 — Fluid inclusion evidence for fluid mixing Mascot-Jefferson City Zinc District, Tennessee. Economic Geology; Volume 78; pages 1425-1439.

TREMBLAY, A., 1979 — Étude d'inclusions fluides provenant d'une minéralisation de plomb-zinc dans une dolomie des Cantons de l'Est. Mémoire de baccalauréat; École polytechnique de Montréal; 40 pages.

TREMBLAY, L.P., 1965 — Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada; série de la géologie économique, n° 1, partie A; 408 pages.

WILLIAMS, H., 1979 —Appalachian orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 16; pages 792-807.

ZENGER, D.H., 1980 — Concepts and models of dolomitization: an introduction. The Society of Economic Paleontologists; Special Publication No. 28; pages 1-9.

ZIMMERMAN, R.K. —KESTER, S.E., 1981 — Fluid inclusion evidence for solution mixing, Sweetwater (Mississippi Valley-Type) district, Tennessee. Economic Geology; Volume 76; pages 134-142.

Annexe I

Résultats des analyses lithogéochimiques d'échantillons provenant des zones minéralisées

Zone du verger Tougas

	93974	93975	93976	93977	93978	93979	93980	93981	93982	93983	93984	93985	93986	93987	93988	93989	93990	93991	93992
Oxydes (%)																			
SiO_2	3,72	2,75	3,40	6,50	5,60	7,33	4,04	4,94	6,74	4,07	3,39	7,88	10,7	3,31	3,46	8,67	9,95	60,7	46,0
Al_2O_3	0,91	0,65	0,73	1,38	1,07	1,45	1,03	0,91	0,91	0,73	0,87	1,60	0,53	0,72	1,04	2,37	2,47	17,3	12,5
MgO	18,2	18,8	18,8	18,2	19,1	18,0	19,2	18,8	15,5	18,0	17,9	17,1	17,3	19,5	18,7	17,1	17,4	2,44	6,26
CaO	28,2	29,2	29,7	28,9	29,7	28,2	29,9	29,4	23,6	27,4	27,6	27,5	27,5	30,4	29,3	27,4	27,3	0,72	9,17
Na_2O	0,11	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,04	0,03	0,03	0,07	0,49	1,29
K_2O	0,65	0,45	0,63	0,97	0,71	1,09	0,62	0,60	0,71	0,67	0,67	1,19	0,41	0,50	0,51	1,89	1,74	9,01	6,36
TiO_2	0,03	0,05	0,05	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,10	0,06	0,05	0,09	0,07	0,15	0,94	0,87
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,16	0,07	0,08	0,08	0,30	0,22	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,31	0,30
Fe_2O_3 total	0,31	0,34	0,46	0,62	0,35	0,36	0,40	0,41	0,28	0,31	0,29	0,28	0,29	0,33	0,36	0,44	0,22	0,02	0,08
Perte au feu	1,81	1,87	1,86	2,16	1,75	1,89	1,81	1,54	1,33	1,50	1,92	1,71	1,66	1,56	1,69	2,10	1,41	3,21	3,08
F	42,6	43,0	44,2	41,8	42,8	41,0	43,3	42,5	35,1	40,2	40,8	38,7	39,6	44,0	42,9	39,9	39,7	4,01	13,7
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,10	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,14	0,07
ppb																			
Hg	1,3	1,4	25	25	35	175	65	175	0,5	0,9	1,2	0,7	0,5	60	1,3	60	50	20	20
ppm (sauf ceux exprimés en %)																			
Li	3	1	1	2	1	3	2	3	3	3	3	3	2	3	6	3	36	56	21
Cu	47	20	5	7	6	8	6	8	20	19	15	12	11	7	57	7	5	15	91
Zn	2,35%	1,17%	290	540	200	0,19%	310	0,31%	1,07%	1,96%	2,22%	1,21%	0,43%	780	1,58%	920	57	52	89
Pb	0,13%	26	19	60	8	13	16	0,67%	2,20%	0,35%	48	43	110	18	170	15	12	26	8
Ni	2	1	1	3	2	1	1	2	1	1	1	3	1	2	420	2	1	31	9
Co	2	2	1	2	1	2	1	2	1	1	2	3	2	2	20	2	1	14	4
Cr	2	0,3	0,03	0,03	0,3	2	0,3	2	2	1	4	1	0,3	2	20	2	1	14	4
W	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
As	4	3	4	2	2	1	2	7	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
Cd	240	310	0,3	21	3	40	0,3	42	190	220	150	70	39	4	230	6	1	0,3	0,3
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	310	3	3	6	3
U	2	2	2	2	2	2	2	2	5	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ba	682	450	205	818	710	773	789	835	672	702	266	0,14%	197	491	335	889	393	0,12%	892
g/t																			
Au	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ag	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	4,3	32,0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

	Zone de Meigs-Corners																
	93479	93480	93956	93481	93482	93483	93484	93485	93486	93487	93488	93489	93490	93952	93953	93954	93955
Oxydes (%)																	
Si_2O	6,68	5,86	3,18	3,22	3,54	4,46	6,75	11,2	17,0	12,0	8,56	19,8	11,7	11,9	7,28	8,55	7,96
Al_2O_3	1,11	1,02	0,84	0,68	0,79	0,85	1,19	2,63	3,47	2,53	1,86	4,99	2,47	2,47	1,48	1,78	2,30
MgO	17,4	17,9	16,8	18,4	18,3	16,8	17,4	15,8	14,6	15,9	16,9	13,3	15,9	16,0	17,3	17,0	16,8
CaO	28,4	27,4	30,7	28,2	28,5	25,8	26,8	25,5	23,6	25,8	27,2	21,6	26,0	26,0	28,0	27,5	27,3
Na_2O	<0,01	0,07	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03	0,07	0,01	0,17	0,10	0,49	0,12	0,32	<0,01	0,08	<0,01
K_2O	0,54	0,75	0,25	0,46	0,57	0,51	0,88	1,76	1,87	1,25	0,84	2,14	1,37	1,06	0,69	0,73	1,29
TiO_2	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,17	0,17	0,16	0,11	0,29	0,14	0,16	0,10	0,11	0,10
P_2O_5	0,05	0,06	<0,03	<0,03	0,04	0,09	0,16	0,11	0,10	0,05	0,03	0,24	0,06	0,04	0,04	<0,03	0,08
MnO	0,26	0,32	0,31	0,35	0,33	0,30	0,41	0,32	0,26	0,26	0,29	0,30	0,29	0,30	0,33	0,34	0,27
Fe_2O_3 total	1,42	2,97	1,16	1,88	1,91	2,26	2,68	1,71	1,78	1,77	1,52	2,51	1,60	1,53	1,23	1,35	1,34
Perte au feu	42,6	41,9	43,7	43,0	43,5	38,2	41,2	38,9	36,0	38,9	41,1	32,9	39,1	38,0	41,9	41,3	41,1
F	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
ppb																	
Hg	25	0,3	0,4	0,5	0,3	0,3	0,5	30	25	25	25	55	20	20	50	20	25
ppm (sauf ceux exprimés en %)																	
Li	2	3	3	3	1	3	1	5	9	6	4	16	6	4	4	4	3
Cu	7	7	11	8	6	7	11	5	7	6	5	12	8	5	6	6	6
Zn	380	0,93%	0,97%	2,16%	0,68%	0,91%	0,76%	110	80	48	48	0,13%	40	83	740	34	44
Pb	20	9	5	21	0,26%	2,54%	380	25	19	40	64	110	20	24	780	9	7
Ni	2	2	2	1	1	1	3	3	4	4	2	8	3	4	3	4	3
Co	1	2	1	2	2	1	2	3	3	2	2	4	2	2	2	2	1
Cr	1	1	2	1	2	2	2	6	3	4	1	8	2	2	2	2	4
W	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
As	<1	1	2	1	<1	1	4	4	2	3	1	4	<1	2	1	1	1
Cd	<0,3	71	84	180	52	95	110	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	6	<0,3	<0,3	4	<0,3	<0,3
Mo	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
U	<2	<2	<2	<2	<2	4	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	154	227	107	103	149	153	260	481	454	255	300	337	277	215	151	216	568
g/t																	
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	11,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

	Indice [1] du lot 707, rang VIII, canton de Dunham												
	93466	**93467**	**93468**	**93469**	**93470**	**93471**	**93472**	**93473**	**93474**	**93475**	**93476**	**93477**	**93478**
						Oxydes (%)							
SiO_2	14,7	5,12	14,6	24,6	7,63	28,4	14,4	7,56	4,14	5,71	13,6	18,5	12,1
Al_2O_3	3,70	1,36	3,60	2,06	2,06	6,48	3,37	1,99	1,13	1,54	4,83	3,62	2,41
MgO	14,9	16,9	14,5	16,0	16,0	11,2	14,5	16,4	17,1	16,6	14,3	13,7	15,4
CaO	22,9	27,4	23,4	28,6	26,6	18,2	23,8	26,2	28,5	27,8	23,5	22,9	25,6
Na_2O	0,68	0,21	0,62	<0,01	<0,01	2,52	0,42	0,03	<0,01	<0,01	0,19	0,76	0,38
K_2O	1,81	1,05	1,93	1,84	1,84	2,00	1,91	1,74	1,00	1,24	2,25	1,54	0,97
TiO_2	0,18	0,13	0,24	0,08	0,08	0,14	0,18	0,09	0,09	0,11	0,31	0,22	0,15
P_2O_5	<0,03	<0,03	<0,03	0,17	0,17	0,08	0,12	0,45	0,38	0,18	0,15	0,12	0,14
MnO	0,29	0,33	0,31	0,29	0,30	0,13	0,43	0,25	0,43	0,353	0,35	0,31	0,26
Fe_2O_3 total	3,22	3,07	2,90	2,94	2,94	1,57	3,03	3,65	2,67	2,75	3,06	2,40	2,70
Perte au feu	36,6	42,5	36,4	28,9	40,6	27,9	36,6	39,1	42,9	42,0	36,0	34,7	38,3
Ba	0,04	——	——	——	——	——	——	——	——	——	0,06	0,02	0,02
F	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02			
						ppb							
Hg	25	35	25	15	15	15	10	75	20	45	20	15	25
						ppm (sauf ceux exprimés en %)							
Li	8	3	7	3	2	2	6	1	1	2	17	5	7
Cu	8	5	9	5	6	5	6	22	5	6	10	9	7
Zn	67	510	54	29	320	58	100	0,33%	64	0,19%	36	36	260
Pb	2	4	1	320	17	5	22	2,69%	230	22	9	30	7
Ni	5	2	7	7	4	3	3	4	2	3	6	4	3
Co	3	2	4	6	3	1	2	4	2	3	4	3	2
Cr	5	2	5	11	1	2	2	3	2	2	4	3	5
W	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
As	2	3	4	5	2	5	2	3	4	5	<1	1	4
Cd	<0,3	1	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	18	<0,3	7	<0,3	<0,3	<0,3
Mo	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
U	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	——	144	303	287	287	407	299	262	144	214	205	262	120
						g/t							
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	11,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Indice [3] du lot 739, rang IX, canton de Dunham

	93957	93958	93959	93960	93961	93962	93963	93964	93965	93966	93967	93968	93969	93970	93971	93972	93973
Oxydes (%)																	
SiO_2	7,36	8,35	5,67	11,6	8,32	8,97	8,48	7,84	5,92	21,8	17,5	62,7	65,0	14,3	13,1	39,4	40,1
Al_2O_3	1,80	2,18	1,08	1,81	1,95	1,28	1,37	1,85	1,09	3,66	2,74	17,4	15,6	3,34	3,55	11,2	10,8
MgO	17,2	16,3	17,3	15,9	16,4	16,8	16,8	16,9	16,4	14,7	15,2	2,53	1,48	16,2	16,2	7,90	8,00
CaO	27,6	26,9	28,4	26,3	26,9	27,6	27,4	27,5	24,8	22,7	24,9	0,96	0,98	24,8	25,2	12,1	12,7
Na_2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,18	0,02	0,04	<0,01	0,03	0,28	0,24	0,47	0,91	0,18	0,73	1,38	1,58
K_2O	0,58	0,94	0,42	1,17	1,06	0,57	0,54	0,64	0,83	2,19	1,36	8,27	8,43	2,41	1,61	5,15	4,98
TiO_2	0,10	0,16	0,07	0,03	0,11	0,07	0,08	0,11	0,07	0,21	0,17	1,02	0,85	0,23	0,23	0,66	0,62
P_2O_5	0,08	0,14	0,03	0,08	0,09	0,06	<0,03	0,03	0,06	<0,03	<0,03	0,24	0,20	<0,03	<0,03	0,38	0,16
MnO	0,28	0,40	0,39	0,31	0,27	0,27	0,40	0,27	0,24	0,20	0,26	0,07	0,10	0,23	0,31	0,16	0,17
Fe_2O_3 total	1,63	2,20	2,11	1,65	1,74	1,46	1,83	1,62	1,28	1,26	1,72	2,27	2,65	1,48	1,59	3,08	2,87
Perte au feu	41,8	40,5	42,0	39,5	40,3	41,4	41,3	41,5	36,0	33,4	36,1	35,5	2,84	37,0	37,6	18,0	18,7
F	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,k01	0,02	0,02	0,18	0,00	0,02	0,03	0,09	0,07
ppm ou ppb																	
Hg	40 ppb	115 ppb	50 ppb	55 ppb	0,4 ppm	25 ppb	60 ppb	20 ppb	1,6 ppm	40 ppb	30 ppb	20 ppb	25 ppb	20 ppb	20 ppb	15 ppb	25 ppb
ppm (sauf ceux exprimés en %)																	
Li	6	6	2	2	4	4	4	7	3	6	7	60	36	5	6	21	19
Cu	8	7	6	5	8	6	9	7	20	5	9	13	9	5	5	32	12
Zn	0,11%	0,23%	570	530	0,41%	410	0,36%	72	4,70%	170	220	100	380	93	140	44	43
Pb	468	28	11	24	11	240	30	23	3,69%	140	42	15	27	37	15	5	27
Ni	4	5	2	2	3	2	2	4	2	2	3	24	18	3	2	13	12
Co	2	2	1	1	2	1	1	1	1	1	2	9	7	2	1	3	4
Cr	4	7	2	1	3	3	1	3	1	5	5	38	29	4	5	32	21
W	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	3	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
As	1	2	1	1	3	2	2	2	1	9	3	8	3	4	1	2	2
Cd	7	19	1	2	30	2	25	<0,3	430	<0,3	<0,3	<0,3	2	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Mo	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	4	3
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	163	340	190	707	631	238	244	191	396	948	422	0,14%	0,23%	728	255	679	720
g/t																	
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	14,4	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Annexe II

Résultats des analyses relatives à la géochimie du sol

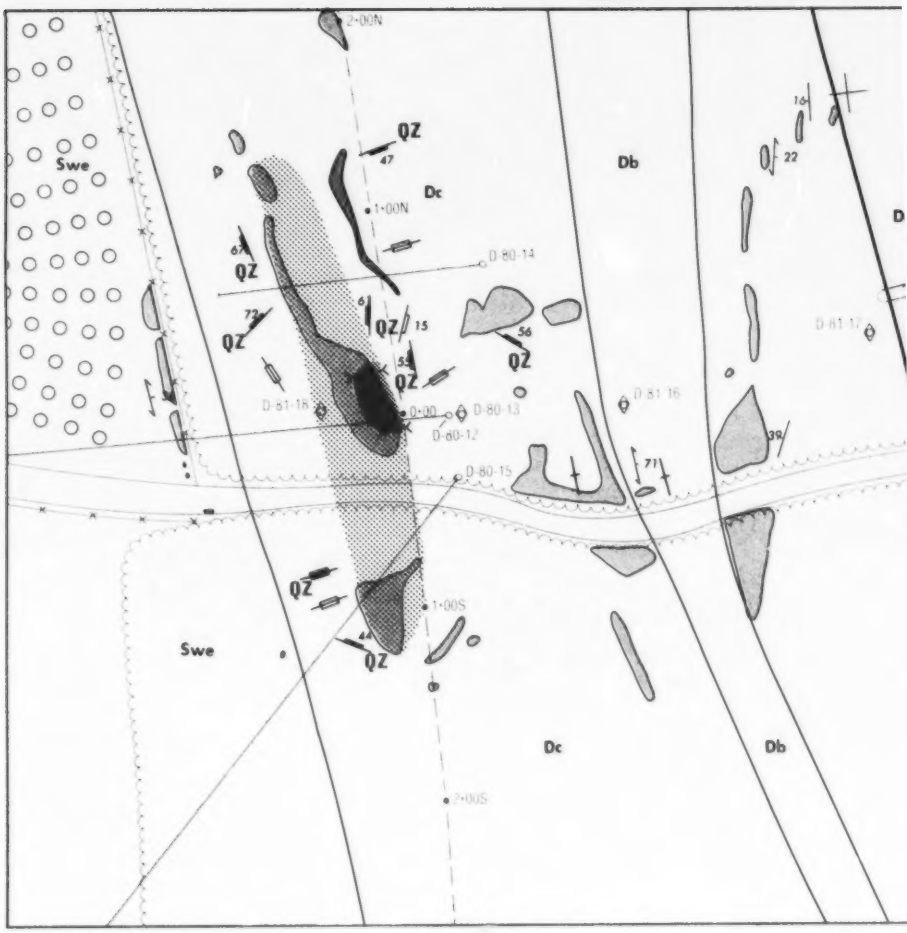
	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Ag (ppm X 10)	Pf (%)	U (ppm X 10)	Ba (ppm)	Cd (ppm X 10)	Hg (ppb)	Coordonnées TUM est	Coordonnées TUM nord	Zone TUM
84-55200	21	232	36	66	10	1218	2	13	22	146	1	249	356385,1	4996087,0	18
84-55201	37	254	28	23	9	804	2	10	74	137	1	145	356385,1	4996087,0	18
84-55202	19	100	47	15	8	442	2	12	10	158	1	79	356357,5	4996163,0	18
84-55203	21	104	49	17	10	426	2	10	12	110	1	66	356357,4	4996103,0	18
84-55204	20	286	50	16	8	892	2	14	14	224	1	91	356331,6	4996118,0	18
84-55205	30	192	34	30	10	696	2	18	50	187	1	125	356331,5	4996118,0	18
84-55206	25	280	79	20	5	750	2	74	74	95	1	137	356306,0	4996132,0	18
84-55207	24	148	19	22	6	48	2	50	86	104	5	104	356305,9	4996132,0	18
84-55208	19	150	33	20	9	556	2	20	36	156	1	104	356280,0	4996147,0	18
84-55209	27	164	28	26	10	360	2	20	70	121	1	116	356279,0	4996147,0	18
84-55210	15	166	24	17	9	482	2	13	10	148	1	66	356253,7	4996162,0	18
84-55211	16	164	17	20	10	450	2	16	9	136	1	58	356253,7	4996162,0	18
84-55212	15	240	13	10	7	242	2	12	12	100	1	71	356227,8	4996177,0	18
84-55213	23	240	10	19	8	180	2	14	14	87	1	104	356227,8	4996177,0	18
84-55214	10	76	52	3	2	108	2	13	8	102	1	71	356210,8	4996151,0	18
84-55215	10	72	22	2	2	76	2	21	14	93	1	75	356210,8	4996151,0	18
84-55216	14	160	20	13	8	292	2	15	11	144	1	65	356210,9	4996137,0	18
84-55217	23	188	18	18	12	298	2	18	9	113	1	75	356236,5	4996137,0	18
84-55218	28	184	25	34	12	778	2	12	67	145	1	110	356236,4	4996122,0	18
84-55220	27	180	18	36	10	676	2	15	65	140	1	150	356262,1	4996122,0	18
84-55221	21	166	32	21	14	550	2	12	13	151	1	65	356262,0	4996122,0	18
84-55222	23	170	34	23	17	888	2	15	18	164	1	80	356288,3	4996107,0	18
84-55223	27	370	45	29	14	960	2	12	59	155	9	105	356288,3	4996093,0	18
84-55224	30	420	23	37	9	996	2	20	82	164	14	175	356314,2	4996093,0	18
84-55225	15	160	45	13	9	654	2	17	16	155	1	90	356314,1	4996078,0	18
84-55227	20	132	45	18	13	376	2	14	16	166	1	85	356340,2	4996078,0	18
84-55228	18	338	39	18	9	916	2	13	18	309	1	90	356340,1	4996062,0	18
84-55229	22	336	40	20	9	816	2	15	23	174	1	85	356367,5	4996062,0	18
84-55230	5	344	48	7	13	808	2	10	7	142	1	90	356367,5	4996074,0	18
84-55231	9	460	44	10	9	292	2	18	14	27	1	90	356409,0	4996074,0	18
84-55232	8	336	30	10	11	548	2	15	17	131	1	95	356409,0	4996059,0	18
84-55234	9	344	21	15	6	200	2	16	12	125	1	50	356434,7	4996059,0	18
84-55235	8	96	26	6	7	1118	2	18	12	139	1	175	356460,7	4996045,0	18
84-55236	6	114	20	8	8	796	2	7	15	81	4	70	356460,7	4996044,0	18
84-55237	7	80	98	5	4	906	2	32	5	134	1	225	356472,0	4996030,0	18
84-55238	10	50	98	3	2	188	2	48	4	96	1	250	356512,3	4996014,0	18
84-55239	16	172	116	8	6	6960	2	60	12	65	26	365	356538,0	4995999,0	18
84-55240	10	68	260	6	5	3164	2	40	3	218	10	250	356520,6	4995975,0	18
84-55241	10	80	220	5	4	2172	2	32	5	219	12	250	356495,0	4995990,0	18
84-55242	7	62	65	4	2	116	2	41	3	91	1	140	356468,9	4996005,0	18
84-55243	8	84	20	6	3	136	2	42	6	90	1	125	356468,8	4996005,0	18
84-55244	7	138	48	7	5	922	2	23	4	127	1	75	356442,8	4996020,0	18
84-55245	5	136	15	7	4	454	2	18	6	90	1	115	356442,8	4996035,0	18
84-55246	11	236	40	12	5	1056	2	10	8	40	1	50	356417,3	4996034,0	18
84-55247	7	162	9	10	5	658	2	15	8	50	1	110	356417,2	4996049,0	18
84-55248	12	236	83	16	7	2606	2	5	14	305	30	80	356391,7	4996049,0	18
84-55249	13	162	64	20	13	1242	2	30	20	145	6	175	356391,7	4996038,0	18
84-55251	14	500	35	18	9	944	2	15	10	156	1	140	356349,8	4996038,0	18
84-55252	18	660	35	10	8	738	2	12	8	66	1	70	356349,9	4996054,0	18

	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Ag (ppm X 10)	Pf (%)	U (ppm X 10)	Ba (ppm)	Cd (ppm X 10)	Hg (ppb)	Coordonnées TUM est	Coordonnées TUM nord	Zone TUM
84-55253	17	360	35	9	9	1450	2	10	17	192	6	70	356322,6	4996054,0	18
84-55254	19	350	49	25	9	1604	2	8	16	194	6	150	356322,5	4996069,0	18
84-55255	22	430	47	29	11	786	2	19	35	119	1	165	356296,9	4996068,0	18
84-55256	36	500	35	21	16	818	2	10	36	106	1	70	356297,0	4996082,0	18
84-55257	27	354	45	17	12	604	2	10	13	104	1	90	356271,4	4996082,0	18
84-55258	37	320	34	22	15	720	2	13	20	94	1	70	326245,8	4996097,0	18
84-55259	14	132	37	15	9	330	2	17	12	120	1	75	356245,9	4996098,0	18
84-55260	25	156	29	18	10	526	2	15	23	194	1	45	356219,4	4996112,0	18
84-55261	13	138	26	4	6	320	2	13	13	219	1	65	356219,4	4996122,0	18
84-55262	13	134	19	4	6	270	2	10	14	103	1	45	356193,4	4996127,0	18
84-55263	8	174	10	23	2	68	2	35	9	79	1	40	356193,4	4996127,0	18
84-55264	9	264	39	13	2	64	2	25	12	101	1	45	356176,3	4996101,0	18
84-55266	18	72	26	10	12	860	2	7	35	189	1	50	356176,3	4996101,0	18
84-55267	16	84	25	32	4	302	2	28	26	143	1	75	356202,3	4996087,0	18
84-55268	10	320	8	31	4	172	2	15	12	183	1	40	356228,0	4996072,0	18
84-55269	20	192	42	37	9	906	2	23	92	214	1	85	356228,1	4996073,0	18
84-55270	14	80	39	32	8	308	2	10	44	198	1	125	356253,3	4996058,0	18
84-55271	31	346	16	36	10	974	2	12	140	173	5	85	356253,3	4996058,0	18
84-55272	31	384	35	28	9	588	2	10	130	128	10	140	356279,5	4996043,0	18
84-55273	34	344	19	16	10	990	2	18	76	149	3	140	356279,5	4996043,0	18
84-55274	23	840	23	28	7	460	2	10	48	90	8	100	356279,5	4996043,0	18
84-55275	19	700	57	16	8	1450	2	12	36	154	1	225	356305,3	4996029,0	18
84-55276	26	580	69	19	12	860	2	10	32	128	6	165	356305,2	4996029,0	18
84-55277	18	1980	690	16	10	4660	2	18	24	442	196	450	356332,9	4996013,0	18
84-55278	18	2110	660	19	13	4760	2	9	29	413	144	400	356332,9	4996013,0	18
84-55280	16	1000	96	15	8	3978	2	34	17	338	81	175	356374,1	4996024,0	18
84-55281	16	304	45	19	9	1628	2	18	11	190	6	125	356399,7	4996010,0	18
84-55282	18	132	15	22	10	494	2	4	9	74	1	100	356399,7	4996010,0	18
84-55283	9	104	45	9	8	2980	2	19	7	162	1	125	356426,1	4995995,0	18
84-55284	6	162	35	16	9	1882	2	10	12	146	1	150	356426,1	4995995,0	18
84-55285	9	96	53	6	4	654	2	27	4	172	1	90	356451,8	4995980,0	18
84-55286	6	58	19	5	4	196	2	15	4	77	1	50	356451,9	4995980,0	18
84-55287	13	540	175	9	7	1680	2	24	6	266	87	325	356477,1	4995965,0	18
84-55288	14	152	335	7	4	7200	2	44	5	322	44	175	356502,6	4995950,0	18
84-55289	4	36	43	4	3	148	2	20	3	72	7	75	356485,7	4995926,0	18
84-55290	8	60	19	7	2	82	2	21	4	94	1	75	356485,8	4995926,0	18
84-55291	21	318	90	13	10	3940	2	40	7	205	56	350	356459,6	4995941,0	18
84-55293	6	64	59	5	3	172	2	30	4	142	8	100	356434,3	4995956,0	18
84-55294	7	60	22	7	4	202	2	19	5	95	5	50	356434,4	4995956,0	18
84-55295	8	170	62	12	6	1806	2	22	7	192	10	115	356408,8	4995970,0	18
84-55296	9	176	28	18	8	676	2	9	14	104	6	100	356408,8	4995970,0	18
84-55297	10	126	45	10	5	492	2	20	14	100	6	90	356382,8	4995985,0	18
84-55298	12	116	26	13	7	312	2	8	14	44	1	85	356382,9	4995985,0	18
84-55299	16	900	150	16	6	3470	2	38	13	315	96	215	356357,1	4995999,0	18
84-55300	10	860	95	13	13	2314	2	11	30	99	8	190	356357,1	4995999,0	18
84-55301	16	520	45	17	9	842	2	21	54	142	14	100	356315,2	4995988,0	18
84-55302	15	520	25	20	8	884	2	12	70	112	1	100	356315,3	4995988,0	18
84-55303	20	580	36	22	11	918	2	16	52	110	11	90	356288,1	4996004,0	18
84-55305	19	700	43	24	12	800	2	8	39	71	10	115	356288,1	4996004,0	18

	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Ag (ppm X 10)	Pf (%)	U (ppm X 10)	Ba (ppm)	Cd (ppm X 10)	Hg (ppb)	Coordonnées TUM est	Coordonnées TUM nord	Zone TUM
84-55306	28	660	32	30	10	836	2	25	93	112	21	140	356262,3	4996018,0	18
84-55307	29	520	19	48	9	656	2	10	65	84	14	140	356262,3	4996018,0	18
84-55308	20	206	35	22	11	288	2	18	34	132	1	65	356236,2	4996032,0	18
84-55309	17	196	38	32	10	322	2	38	120	193	1	50	356210,6	4996048,0	18
84-55310	9	276	10	42	10	212	2	8	40	130	1	50	356210,7	4996047,0	18
84-55311	9	66	29	8	2	38	2	25	20	187	1	45	356184,8	4996062,0	18
84-55312	14	392	14	21	7	404	2	15	20	160	1	55	356159,2	4996076,0	18
84-55313	15	378	4	27	6	130	2	16	14	113	50	25	356159,2	4986076,0	18
84-55314	23	290	140	19	3	5900	2	45	17	193	32	240	356339,3	4995975,0	18
84-55315	11	306	32	20	5	7880	2	18	22	618	1	375	356339,3	4995975,0	18
84-55316	7	154	70	12	5	758	2	15	12	168	1	90	356365,6	4995960,0	18
84-55317	6	100	10	17	8	338	2	7	13	79	15	40	356365,6	4995960,0	18
84-55318	8	316	140	17	8	1952	2	19	9	146	9	150	356391,0	4995945,0	18
84-55319	7	326	180	11	5	3372	2	8	9	133	1	125	356391,0	4995945,0	18
84-55320	6	92	38	12	9	510	2	20	6	171	1	75	356391,0	4995931,0	18
84-55321	7	80	16	6	4	218	2	15	7	113	2	50	356416,6	4995931,0	18
84-55322	6	58	65	9	5	344	2	35	5	149	1	90	356442,8	4995915,0	18
84-55323	7	64	73	5	2	646	2	25	5	115	1	105	356468,3	4995901,0	18
84-55324	3	40	38	7	2	520	2	19	3	97	1	65	356451,1	4995877,0	18
84-55326	3	40	32	3	2	132	2	10	4	59	1	50	356451,0	4995877,0	18
84-55327	2	28	8	3	2	142	2	18	5	83	1	75	356425,3	4995892,0	18
84-55328	5	64	8	2	2	56	2	12	5	78	8	65	356425,4	4995892,0	18
84-55329	9	96	47	4	2	1518	2	36	6	220	10	105	356400,3	4995906,0	18
84-55330	6	58	22	5	2	656	2	15	6	93	19	50	356400,2	4995906,0	18
84-55331	11	240	130	4	2	1498	2	29	6	149	9	100	356374,9	4995921,0	18
84-55332	10	312	160	10	4	1380	2	5	10	65	1	150	356375,1	4995921,0	18
84-55333	6	92	18	15	8	482	2	10	11	58	1	50	356348,5	4995936,0	18
84-55334	6	86	18	5	9	724	2	9	10	77	1	40	356348,5	4995936,0	18
84-55335	16	114	46	6	10	740	2	21	70	94	1	75	356322,9	4995950,0	18
84-55336	24	74	28	20	5	420	2	5	40	37	1	100	356323,0	4995950,0	18
84-55337	14	370	62	25	7	1930	2	24	26	126	1	175	356298,1	4995964,0	18
84-55338	14	390	46	13	9	2138	2	15	39	135	1	175	356298,0	4995964,0	18
84-55339	20	1040	62	16	8	1384	2	23	43	162	1	125	356271,0	4995979,0	18
84-55340	19	1500	33	22	10	984	2	17	32	114	1	95	356270,9	4995979,0	18
84-55341	18	354	26	25	11	706	2	22	24	135	1	75	356245,7	4995993,0	18
84-55342	21	346	18	23	10	830	2	13	19	117	1	75	356245,0	4995994,0	18
84-55343	28	306	17	35	11	672	2	23	150	145	1	150	356219,3	4996007,0	18
84-55344	28	306	17	43	10	672	2	23	150	145	1	150	356219,3	4996007,0	18
84-55346	24	326	17	43	11	596	2	13	120	118	1	140	356219,3	4996007,0	18
84-55347	12	78	35	9	2	110	2	16	12	100	1	50	356193,6	4996022,0	18
84-55348	16	88	17	10	5	98	2	15	12	60	1	60	356193,6	4996022,0	18
84-55349	13	128	35	22	9	538	2	19	19	125	1	90	366167,8	4996037,0	18
84-55350	17	156	16	28	9	288	2	13	22	95	1	75	356167,8	4996037,0	18
84-55351	17	136	28	10	4	170	2	20	14	113	1	50	356141,6	4996051,0	18
84-55352	16	230	13	10	9	210	2	12	24	75	1	75	356141,6	4996051,0	18
84-55353	11	112	13	7	3	98	2	16	12	89	1	40	356126,4	4996026,0	18
84-55354	12	172	12	7	5	98	2	13	14	48	1	50	356126,4	4996026,0	18
84-55355	19	156	28	19	8	422	2	22	9	129	1	200	356141,0	4995984,0	18
84-55356	28	142	24	25	10	588	2	23	16	100	3	140	366141,1	4995984,0	18

	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Ag (ppm X 10)	Pf (%)	U (ppm X 10)	Ba (ppm)	Cd (ppm X 10)	Hg (ppb)	Coordonnées TUM est	Coordonnées TUM nord	Zone TUM
84-55357	13	132	36	16	7	518	2	22	12	120	1	90	356166,2	4995970,0	18
84-55358	14	152	22	21	9	600	2	17	10	112	1	80	356166,2	4995970,0	18
84-55359	23	344	18	44	11	712	2	14	44	99	1	80	356192,1	4995955,0	18
84-55360	29	386	13	72	9	528	2	13	52	176	1	100	356192,1	4995955,0	18
84-55361	22	232	21	38	13	558	2	10	41	104	1	100	356229,8	4995968,0	18
84-55362	22	226	20	40	12	712	2	9	42	92	1	105	356229,8	4995968,0	18
84-55364	26	540	56	25	9	990	2	15	36	122	2	140	356255,6	4995954,0	18
84-55365	28	580	41	31	12	004	2	13	46	112	5	190	356255,7	4995953,0	18
84-55366	16	120	30	9	3	196	2	15	15	121	1	65	356114,9	4995999,0	18
84-55367	16	156	16	8	3	110	2	13	16	86	1	80	356114,9	4995999,0	18
84-55369	27	186	38	25	22	244	2	20	62	109	1	150	356152,6	4996012,0	18
84-55370	36	190	18	32	36	488	2	13	110	124	1	240	356152,7	4996012,0	18
84-55371	17	154	33	33	19	790	2	18	22	139	1	125	356178,5	4995997,0	18
84-55372	16	204	18	53	18	330	2	11	30	108	1	80	356178,4	4995997,0	18
84-55373	26	258	38	26	9	708	2	21	70	149	1	100	356204,5	4995982,0	18
84-55374	22	156	26	18	7	492	2	13	28	167	1	55	356204,5	4995982,0	18
84-55375	27	600	38	31	12	962	2	19	78	133	1	110	356218,3	4995941,0	18
84-55376	29	620	27	29	10	076	2	22	100	155	0	140	356218,3	4995941,0	18
84-55377	17	152	36	13	8	396	2	16	9	117	1	60	356243,8	4995926,0	18
84-55378	17	140	29	14	8	328	2	8	9	80	1	55	356243,8	4995926,0	18
84-55379	22	460	83	15	6	2744	2	27	42	211	20	175	356268,8	4995912,0	18
84-55380	24	402	57	19	9	2380	2	9	78	293	28	240	356268,8	4995912,0	18
84-55381	25	344	43	19	7	1082	2	35	46	125	9	140	356295,3	4995898,0	18
84-55383	35	312	23	24	6	736	2	28	60	94	1	110	356295,3	4995898,0	18
84-55384	8	148	25	9	5	1128	2	17	11	125	1	75	356320,8	4995883,0	18
84-55385	6	124	5	8	3	480	2	7	10	83	1	70	356320,8	4995883,0	18
84-55386	7	92	34	12	21	510	2	15	4	103	1	80	356346,7	4995868,0	18
84-55387	9	120	20	19	7	750	2	10	9	89	1	60	356346,3	4995868,0	18
84-55388	7	84	53	4	2	1824	2	25	4	308	4	100	356372,4	4995853,0	18
84-55389	4	50	48	3	2	874	2	21	3	129	1	100	356398,5	4995839,0	18
84-55390	3	34	19	2	2	750	2	13	3	94	1	65	356398,5	4995839,0	18
84-55391	4	42	44	3	2	92	2	27	3	92	1	105	356423,9	4995824,0	18
84-55392	3	44	16	3	2	56	2	21	5	85	1	140	356424,2	4995824,0	18
84-55393	7	58	81	7	2	258	2	35	2	106	1	110	356436,0	4995851,0	18
84-55394	7	66	18	3	2	72	2	23	5	80	1	75	356435,9	4995851,0	18
84-55395	17	266	140	10	3	8600	2	42	7	112	34	165	356410,1	4995866,0	18
84-55396	6	72	59	7	3	366	2	28	3	118	1	140	356384,1	4995881,0	18
84-55397	9	82	5	14	4	114	2	15	4	147	1	80	356384,0	4995881,0	18
84-55398	7	84	40	6	3	1468	2	23	4	232	3	85	356358,5	4995895,0	18
84-55399	18	304	150	20	5	2430	2	45	5	196	14	175	356332,7	4995910,0	18
84-55400	13	240	56	13	10	912	2	9	7	73	1	85	356332,6	4995910,0	18
84-55401	17	112	26	9	7	1302	2	19	9	158	1	100	356307,0	4995925,0	18
84-55403	17	142	10	12	6	656	2	8	23	86	1	65	356307,0	4995925,0	18
84-55405	19	660	84	12	8	1970	2	21	22	184	8	140	356281,6	4995939,0	18
84-55406	14	860	95	14	8	1962	2	11	27	226	33	215	356281,6	4995939,0	18

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Res
Direction générale de l'Explorati



CAMBRIEN MOYEN?

FORMATION DE SWEETSBURG

Swe	Faciès d'Oak Hill: siltstone ardoisier avec pyrite disseminée

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM

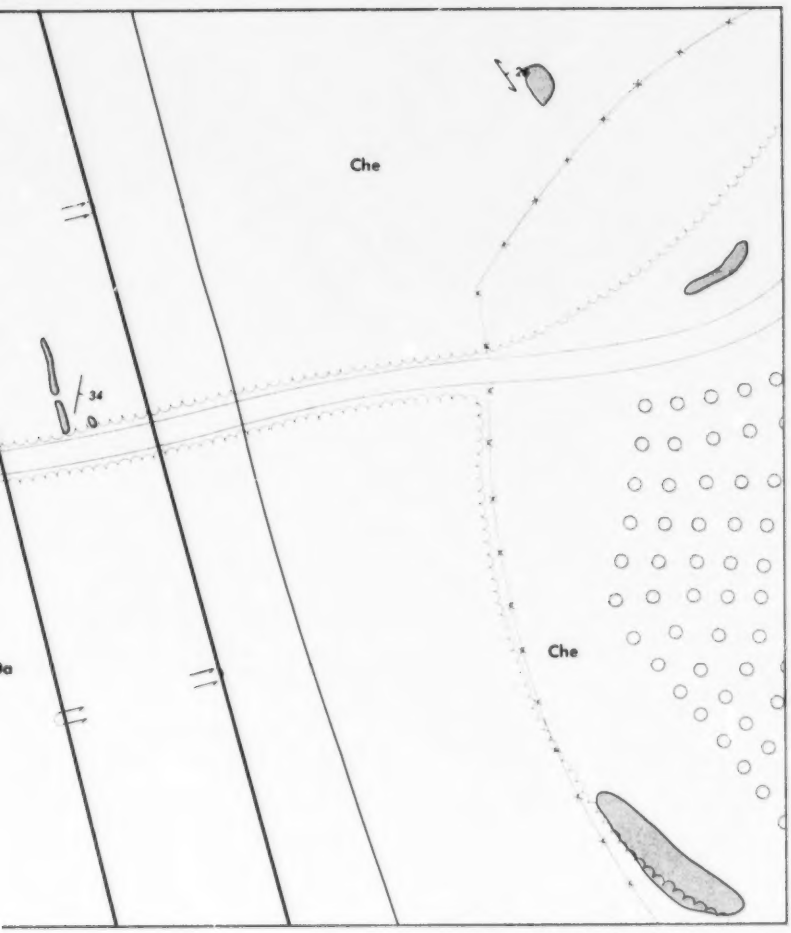
Dc	Dolomie massive entrecoupée de veines de quartz ou de quartz-calcite
Db	Argilite et siltstone dolomitique
Da	Siltstone et grès dolomitiques

FORMATION DE CHESHIRE

Che	Quartzite impur schisteux

- Affleurement
- Contact geolog
- Stratification a
- Schistosité S1
- Diaclases a) v
- Veines a) vert
- Clivage de crer
- Synforme déjet
- Antiforme déje
- Tranchée
- QZ — Quartz
- Zone plombo-z
- Aureole zincifé
- Sondage avec
- Ligne coupée

urces
géologique et minérale



GRAPHISME EXÉCUTÉ PAR GÉO TEXTES 1986

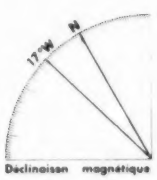
e

orizontale, b) verticale, c) inclinee

cales, b) inclinees

es, b) inclinees

tion S$_1$, a) vertical, b) incline



0 5 10 20 30 40 50 m

MÉTALLOGÉNIE DE LA ZONE DU

VERGER TOUGAS

31 H/2

lere galene et sphalerite

sphalerite

ection horizontale a) connue, b) verticale

piquets de reperage

Cartographie par: **M. Boucher, 1984**

Carte no 2034 D du rapport ET 85-12

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

665000 m.E. 66 67 668000 m.E.

72°54' 72°53' 72°52'

4991000 m.N.

45°03'

90

CAMBRIEN MOYEN?

FORMATION DE SWEETSBURG*

Swe Faciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à noir, à lamines quartzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

Scs Faciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileuse à conglomératique, très lenticulaire et hétérogène

Oak Faciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à brun foncé, avec taches limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM**

Dc Marbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veines de quartz bien développés

Mbr Marbre calcareux et dolomitique blanchâtre

Cal Calcaire gris micritique

Db Siltstone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argilite contenant de la pyrite disséminée (2%)

Da Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive et petits niveaux argileux

FORMATION DE CHESHIRE

Che Quartzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération blanchâtre avec matrice dolomitique

*Charbonneau, 1980
**Clark, 1936

a b c — Affleurements: a) petits; b) définis; c) en groupe

a b — Contact géologique: a) probable; b) supposé

a b c — Stratification: a) verticale; b) inclinée; c) inclinée avec sommet déterminé

a b — Schistosité S_1: a) verticale; b) inclinée

a b — Clivage de crénulation S_2: a) vertical; b) incliné

a b — Diaclases: a) verticales; b) inclinées

a b — Veines: a) verticales; b) inclinées

a b c d — Pli P_1 interprété: a) antiforme déjeté; b) antiforme anticlinal déjeté; c) synforme déjeté; d) synforme synclinal déjeté

Faille interprétée de chevauchement

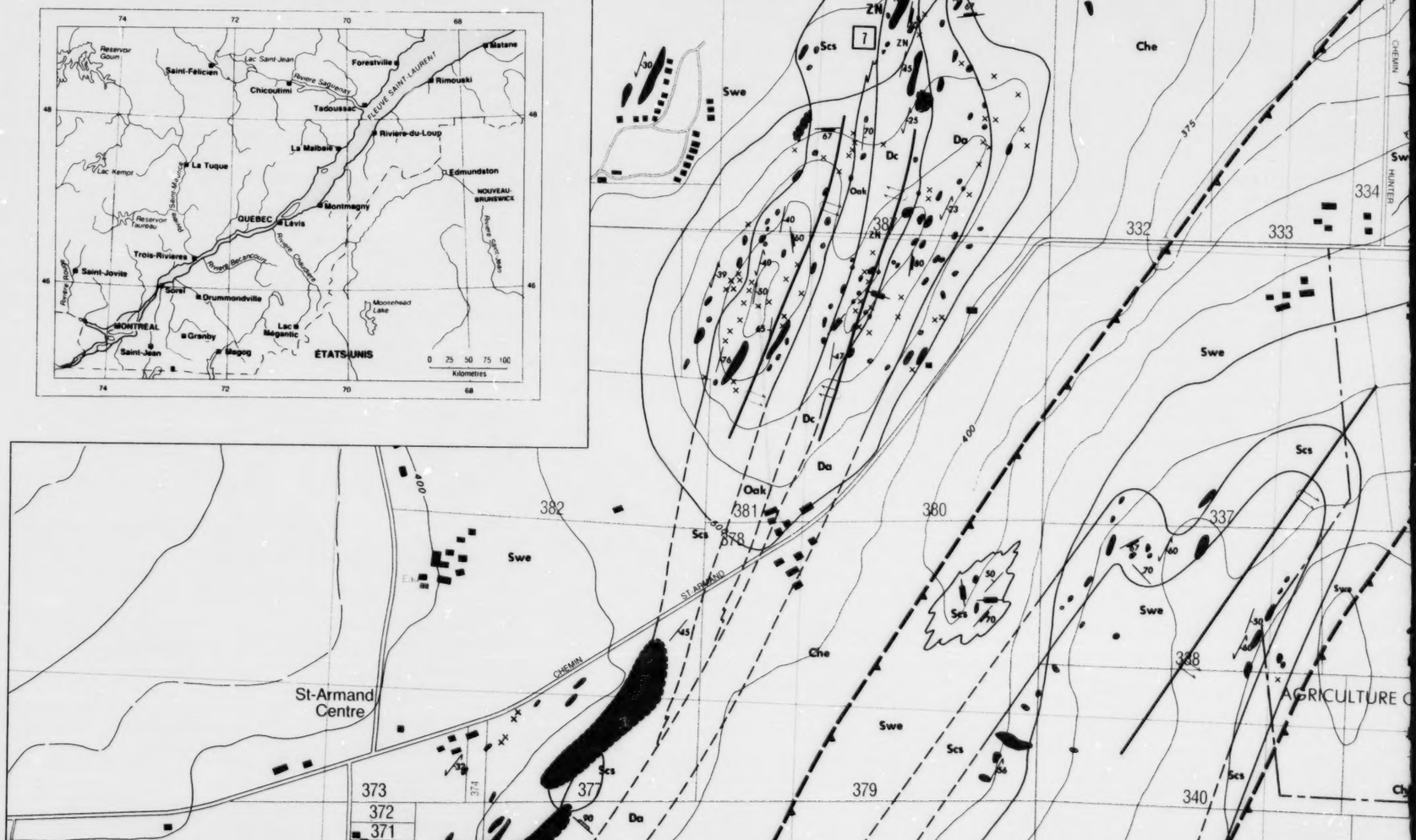
Faille interprétée avec sens de décrochement

a PB ZN b PB ZN — Minéralisations: a) plomb et zinc; b) plomb et zinc faiblement disséminés

11 — Indice minéralisé décrit dans le texte

17°W N

Déclinaison magnétique



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

665000 m.E. 66 67 668000 m E.

72°54' 72°53' 72°52'

4992 000 m N.

91

90

CAMBRIEN MOYEN?

RMATION DE SWEETSBURG*

ciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à noir, à lamines artzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

ciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileuse à conglomérague, très lenticulaire et hétérogène

ciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à brun foncé, avec hes limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

RMATION DE DUNHAM**

rbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veines de quartz bien eloppés

rbre calcareux et dolomitique blanchâtre

caire gris micritique

stone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argilite contenant de la te disséminée (2%)

omie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive et petits niveaux leux

RMATION DE CHESHIRE

artzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération blanchâtre avec rice dolomitique

arbonneau, 1980
ark, 1936

eurements: a) petits; b) définis; c) en groupe

tact géologique: a) probable; b) supposé

tification: a) verticale; b) inclinée; c) inclinée avec sommet déterminé

istosité S_1: a) verticale; b) inclinée

age de crénulation S_2: a) vertical; b) incliné

clases: a) verticales; b) inclinées

es: a) verticales; b) inclinées

, interprété: a) antiforme déjeté; b) antiforme anticlinal déjeté; c) synforme déjeté; d) synforme synclinal déjeté

e interprétée de chevauchement

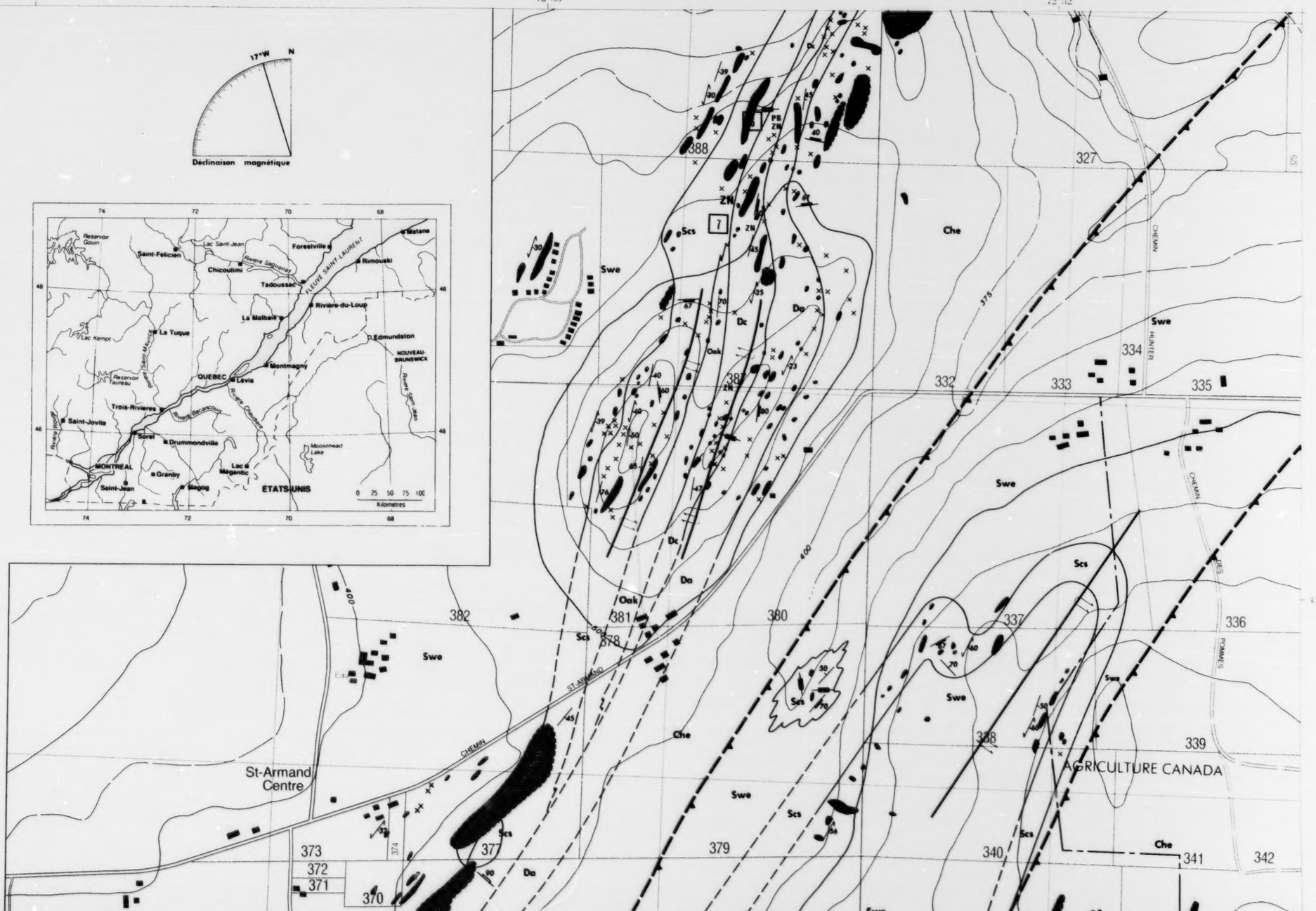
e interprétée avec sens de décrochement

ralisations: a) plomb et zinc; b) plomb et zinc faiblement disséminés

ce minéralisé décrit dans le texte

17°W N

Déclinaison magnétique



Contact géologique: a) probable; b) supposé

Stratification: a) verticale; b) inclinée; c) inclinée avec sommet déterminé

Schistosité S_1: a) verticale; b) inclinée

Clivage de crénulation S_2: a) vertical; b) incliné

Diaclases: a) verticales; b) inclinées

Veines: a) verticales; b) inclinées

Pli P_1 interprété: a) antiforme déjeté; b) antiforme anticlinal déjeté; c) synforme déjeté; d) synforme synclinal déjeté

Faille interprétée de chevauchement

Faille interprétée avec sens de décrochement

Minéralisations: a) plomb et zinc; b) plomb et zinc faiblement disséminés

Indice minéralisé décrit dans le texte

Limites et numéros des lots

Gravière

Courbes de niveau

St-Armand Centre

AGRICULTURE

90

89

88

ntact géologique: a) probable; b) supposé

tification: a) verticale; b) inclinée; c) inclinée avec sommet déterminé

histosité S_1: a) verticale; b) inclinée

age de crénulation S_2: a) vertical; b) incliné

clases: a) verticales; b) inclinées

nes: a) verticales; b) inclinées

P_1 interprété: a) antiforme déjeté; b) antiforme anticlinal déjeté; c) synforme déjeté; d) synforme synclinal déjeté

lle interprétée de chevauchement

lle interprétée avec sens de décrochement

néralisations: a) plomb et zinc; b) plomb et zinc faiblement disséminés

ice minéralisé décrit dans le texte

nites et numéros des lots

avière

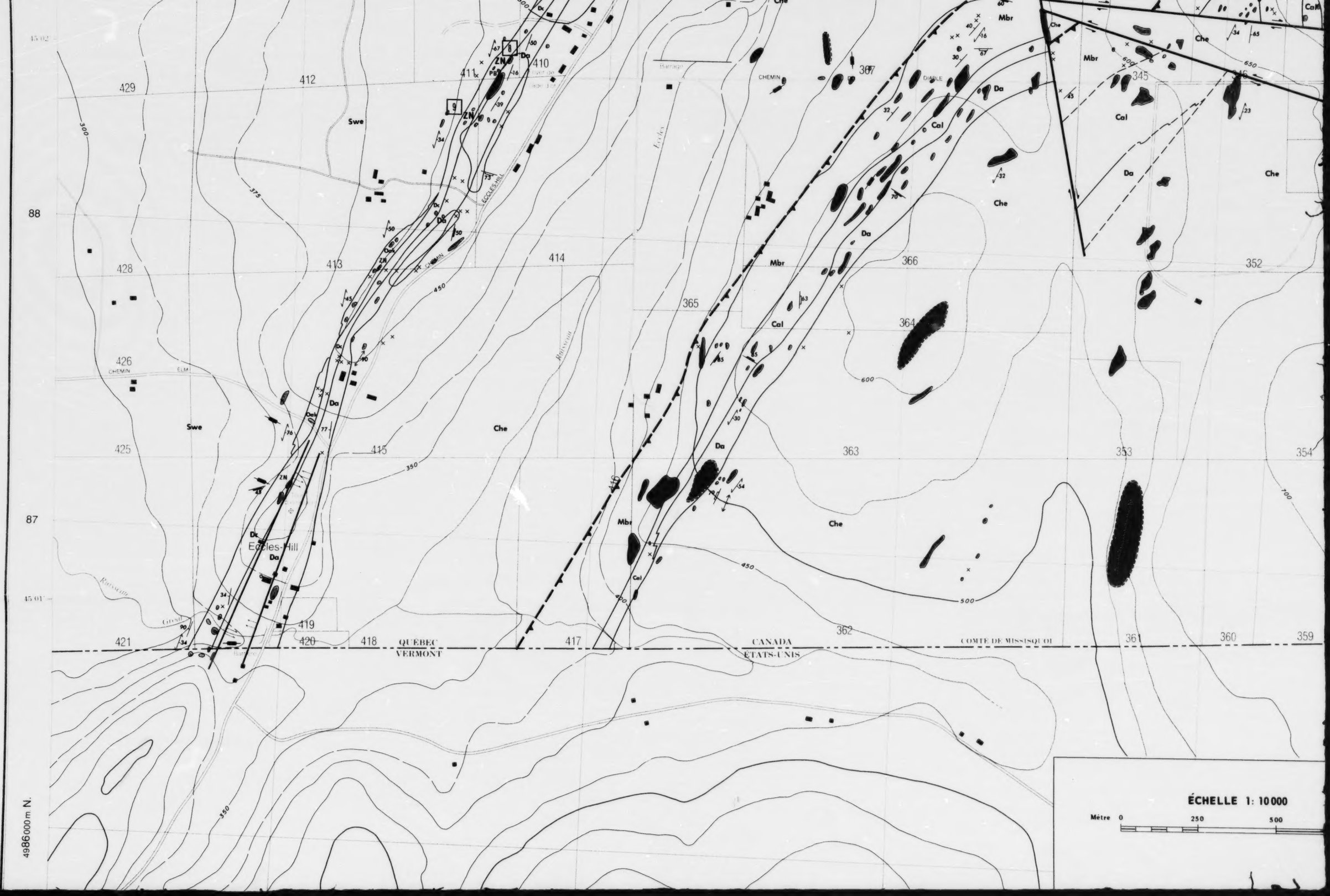
urbes de niveau

St-Armand Centre

AGRICULTURE CANADA

Swe Scs Che Da Mbr Cal

90 89 88

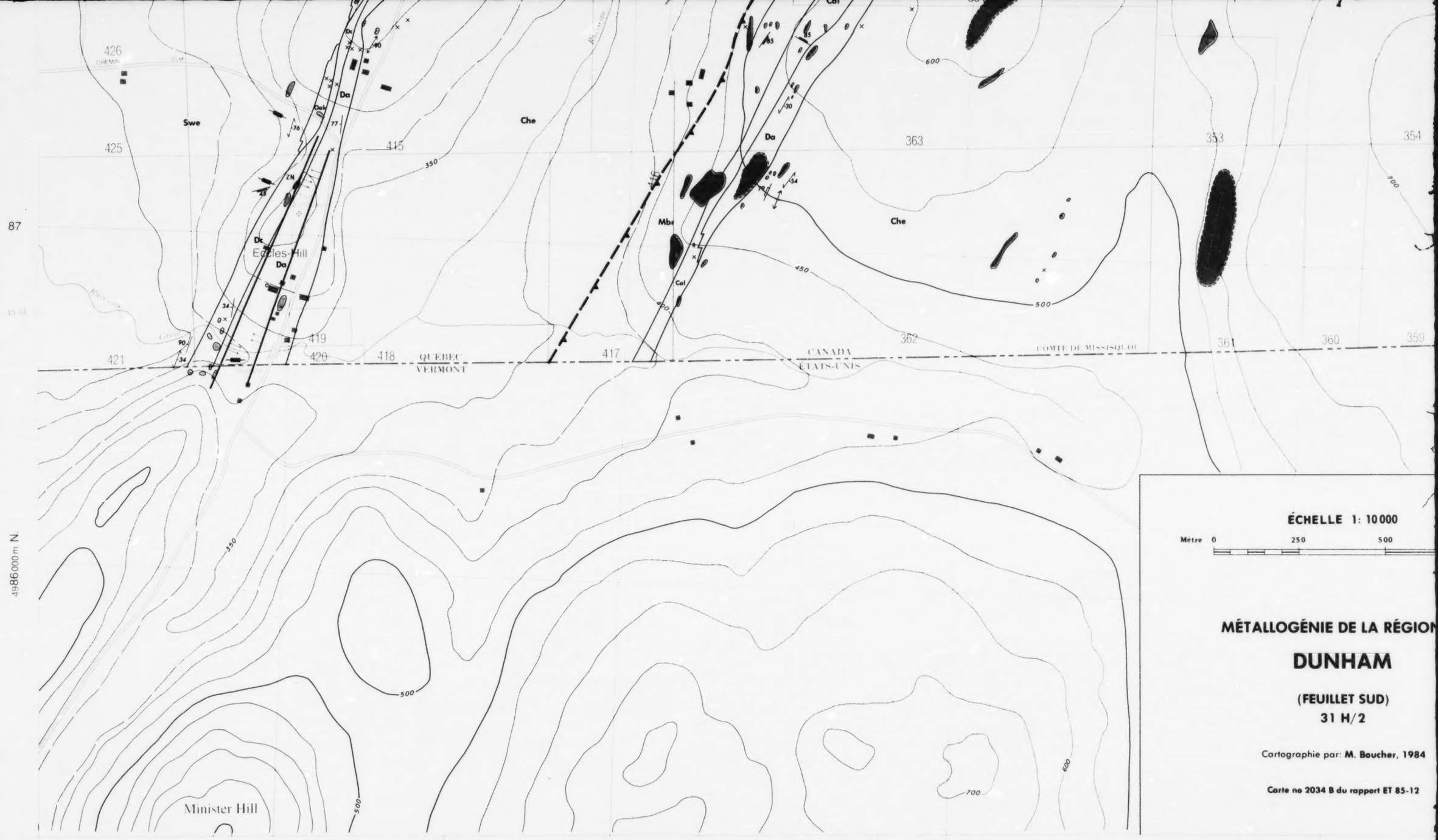

88
87
45 01'
15 02'
4986000 m N.
429
412
411
410
428
413
414
426
CHEMIN
ELM
425
415
421
419
420
418
417
QUÉBEC
VERMONT
CANADA
ÉTATS-UNIS
COMTE DE MISSISQUOI
Swe
Che
Mbr
Cal
Da
Dak
Eccles-Hill
ZN
Pb
CHEMIN
DIABLE
Rivière
Ruisseau
Grand
Barrage
307
366
365
364
363
362
345
352
353
354
361
360
359
ÉCHELLE 1: 10000
Mètre 0 250 500

ÉCHELLE 1: 10000

Mètre 0 250 500 750 Metres

MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION DE

4986000m N



ÉCHELLE 1: 10000

Mètre 0 250 500

MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION

DUNHAM

(FEUILLET SUD)
31 H/2

Cartographie par: **M. Boucher, 1984**

Carte no 2034 B du rapport ET 85-12

La base est une compilation du
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, OTTAWA
légèrement modifiée par le
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, QUÉBEC, 1986

ÉCHELLE 1: 10 000

Mètre 0 250 500 750 Metres

MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION DE

DUNHAM

(FEUILLET SUD)
31 H/2

Cartographie par: **M. Boucher, 1984**

Carte no 2034 B du rapport ET 85-12

665000m E.

668000m E.

4996000m N.

QUEBEC
VERMONT

CANADA
ÉTATS-UNIS

COMTE DE MISSISQUOI

Eccles Hill

Minister Hill

Swe Che Mbr Cal Da Dek

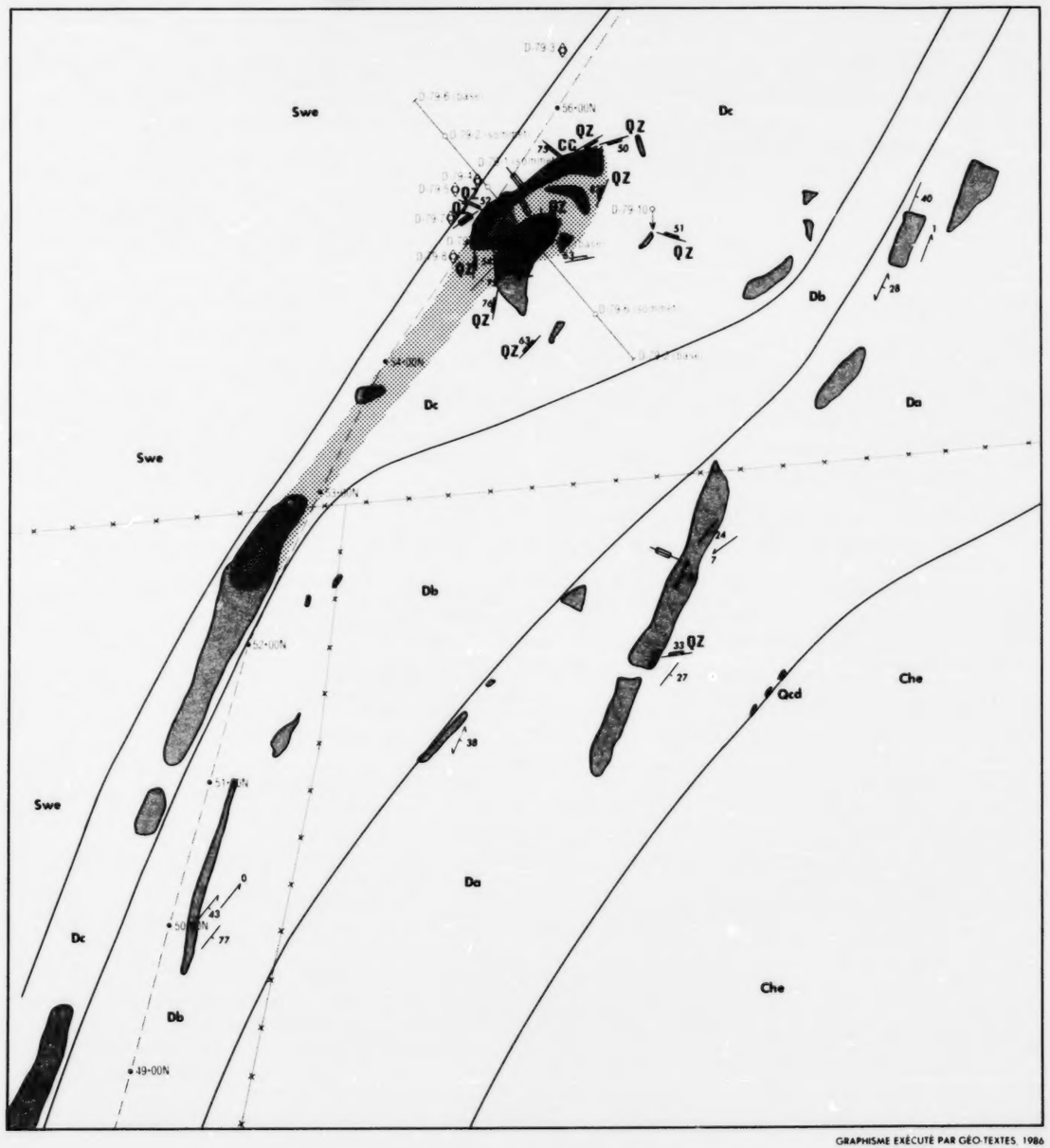
415 416 417 418 419 420 362 363 364 353 354 357 358 359 360 361

350 450 500 600 700

OURCES, OTTAWA
BEC, 1986

GRAPHISME EXÉCUTÉ PAR GÉO-TEXTES, 1986

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale



GRAPHISME EXÉCUTÉ PAR GÉO-TEXTES, 1986

0 5 10 20 30 40 50 m

CAMBRIEN MOYEN?

FORMATION DE SWEETSBURG

Swe Faciès d'Oak Hill: siltstone ardoisier lamine, variant de gris foncé à brun moyen, avec pyrite disséminée devenant très dolomitique près de son contact inférieur

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM

Dc Marbre dolomitique massif variant de gris moyen à gris pâle, avec couleur d'altération chamois; partie sommitale riche en silice et entrecoupée de petits filons de quartz ou de quartz-calcite

Db Argilite dolomitique variant de grise à noire, laminée avec un siltstone dolomitique massif et nodulaire

Da Dolomie variant de silteuse à gréseuse interlitée avec des bancs de dolomie massive à grains moyens et avec de petits lits d'argilite dolomitique

FORMATION DE CHESHIRE

Che Quartzite gris blanc, massif ou schisteux, à grains variant de moyens à très fins ou la foliation régionale est définie par des lentilles quartzo-feldspathiques

Qcd Quartzite calcaro-dolomitique

Affleurement
Contact géologique
Stratification S0
Schistosité S1
Diaclases: a) verticales, b) inclinées
Veines: a) verticales, b) inclinées
Linéation L1 calculée
CC Calcite
QZ Quartz
Zone plombo-zincifère: galène et sphalérite
Zone zincifère: sphalérite disséminée
Sondage avec projection horizontale: a) connue, b) inconnue, c) verticale
Litage S0 défini par des veines de quartz
Ligne coupée avec piquets de repérage

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

667000m E.

68 69 70

72°52' 72°51' 72°50'

4998000m N.

45°02'

97

2996 2992 2987 2986 2984 2983 2978

884 885 886 887 892 893 891 890 889 888 894 895 896 897

751 750 754 752 755 756 749 748 747 746 745 744 742 741

704 705 706 707 710 714 716 717

400 500 600

Meigs-Corners

Gamick-Corners

Rang VII

Swe Da Cha Scs Dac

Zone minéralisée de Meigs-Corners
PB
ZN

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

667000m.E.

68

69

70

671000m.E.

72°52'

72°51'

72°50'

Meigs-Corners

Carrick-Corners

Rang VII

Zone minéralisée de Meigs-Corners

PB
ZN

Swe

Che

Da

Oak

Ska

Ew

Rivière

Ruisseau

Chemin

98

N 5097000m.N

0 5 10 20 30 40 50 m

GRAPHISME EXÉCUTÉ PAR GÉO-TEXTES, 1986

FORMATION DE DUNHAM

Dc Marbre dolomitique massif variant de gris moyen à gris pâle, avec couleur d'altération chamois; partie sommitale riche en silice et entrecoupée de petits filons de quartz ou de quartz-calcite

Db Argilite dolomitique variant de grise à noire, laminée avec un siltstone dolomitique massif et nodulaire

Da Dolomie variant de silteuse à greseuse interlitée avec des bancs de dolomie massive à grains moyens et avec de petits lits d'argilite dolomitique

FORMATION DE CHESHIRE

Che Quartzite gris blanc, massif ou schisteux, à grains variant de moyens à très fins ou la foliation régionale est définie par des lentilles quartzo-feldspathiques

Qcd Quartzite calcaro-dolomitique

Affleurement

Contact géologique

Stratification S_0

Schistosité S_1

a b Diaclases a) verticales, b) inclinées

a b Veines a) verticales, b) inclinées

Linéation L_1 calculée

CC Calcite

QZ Quartz

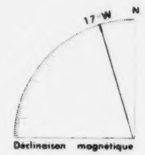
Zone plombo-zincifère: galène et sphalérite

Zone zincifère: sphalérite disséminée

a b c Sondage avec projection horizontale a) connue, b) inconnue, c) verticale

Litage S_0 défini par des veines de quartz

Ligne coupée avec piquets de repérage



MÉTALLOGÉNIE DE LA ZONE DE

MEIGS-CORNERS

31 H/2

Cartographie par: **M. Boucher, 1983**

Carte no 2034 C du rapport ET 85-12

Meigs-Corners

Rang X

Rang IX

CANTON DE STANBRIDGE
CANTON DE DUNHAM

Zone minéralisée de Meigs-Corners

Zone minéralisée du verger Tougas

PB
ZN

CAMBRIEN MOYEN?

FORMATION DE SWEETSBURG*

Swe Faciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à quartzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

Scs Faciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileu tique, très lenticulaire et hétérogène

Oak Faciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à taches limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM**

Dc Marbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veine développés

Db Siltstone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argilite pyrite disséminée (2%)

Da Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive argileux

FORMATION DE CHESHIRE*

Che Quartzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération matrice dolomitique

*Charbonneau 1980
**Clark 1936

a b c
Affleurements: a) petits, b) définis, c) en groupe

Meigs-Corners

Rang X

Rang IX

Rang

CHEMIN MEIGS-CORNERS

TENNYCK

Zone minéralisée de Meigs-Corners

Zone minéralisée du verger Tougas

PB ZN

Swe

Scs

Oak

Da

Db

Dc

Che

CAMBRIEN MOYEN?

FORMATION DE SWEETSBURG*

Swe Faciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à noir, à lamines quartzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

Scs Faciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileuse à conglomératique, très lenticulaire et hétérogène

Oak Faciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à brun foncé, avec taches limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM**

Dc Marbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veines de quartz bien développés

Db Siltstone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argilite contenant de la pyrite disséminée (2%)

Da Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive et petits niveaux argileux

FORMATION DE CHESHIRE*

Che Quartzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération blanchâtre avec matrice dolomitique

*Charbonneau, 1980
**Clark, 1936

Affleurements: a) petits; b) définis; c) en groupe

Contact géologique: a) probable; b) supposé

Swe — Faciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à quartzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

Scs — Faciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileux, très lenticulaire et hétérogène

Oak — Faciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à taches limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM**

Dc — Marbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veines développés

Db — Siltstone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argile, pyrite disséminée (2%)

Da — Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive argileux

FORMATION DE CHESHIRE*

Che — Quartzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération, matrice dolomitique

*Charbonneau, 1980
**Clark, 1936

Affleurements: a) petits, b) définis, c) en groupe

Contact géologique: a) probable, b) supposé

Stratification: a) verticale, b) inclinée, c) inclinée avec sommet

Schistosité S_1: a) verticale, b) inclinée

Clivage de crénulation S_2: a) vertical, b) incliné

Veine: a) verticale, b) inclinée

Pli P, interprété: a) antiforme déjeté, b) antiforme anticlinal, c) synforme déjeté, d) synforme synclinal

Faille interprétée avec sens de décrochement

Minéralisations: a) plomb et zinc, b) plomb et zinc faibles

2 — Indice minéralisé décrit dans le texte

701 — Limites et numéros des lots

Gravière

Courbes de niveau

Déclinaison magnétique 17°W N

ÉCHELLE 1: 10 000

Mètre 0 250 500 750 Metres

CANTON DE DUNHAM
SEIGNEURIE DE SAINT-ARMAND

Zone minéralisée du verger Tougas

Swe Scs Oak Dc Db Da Che

901 902 903 904 905 906 907 908 909 910 911 733 734 735 737 732 312 313 392 393 2972 2971 2966 2968 2957 2956 2955 2954 2953 2952 2951 95 94 93

Zone minéralisée du verger Tougas 4

5

CANTON DE DUNHAM
SEIGNEURIE DE SAINT-ARMAND

Swe — Scs — Oak — Db — Da — Dc — Che

901 902 903 904 905 906 907 908 909 910 911 392 312 313 733 734 735 737

Rivière Yamaska — Rivière Rouge — CHEMIN DE MEIGS CORNERS — CHEMIN TENNYSON

375 450 500 550 600 650

ÉCHELLE 1: 10000

Mètre 0 250 500 750 Metres

FORMATION DE SWEETSBURG

Swe — Faciès d'ardoise rubanée: ardoise variant de gris foncé à noir, à lamines quartzo-dolomitiques avec pyrite (2%)

Scs — Faciès de Scottsmore: dolomie quartzique variant d'argileuse à conglomératique, très lenticulaire et hétérogène

Oak — Faciès d'Oak Hill: phyllade dolomitique variant de gris à brun foncé, avec taches limonitiques d'altération caractéristiques

CAMBRIEN INFÉRIEUR

FORMATION DE DUNHAM**

Dc — Marbre dolomitique massif, gris moyen, avec réseaux de veines de quartz bien développés

Db — Siltstone dolomitique gris foncé interlité avec de l'argilite contenant de la pyrite disséminée (2%)

Da — Dolomie variant de silteuse à gréseuse, avec dolomie massive et petits niveaux argileux

FORMATION DE CHESHIRE*

Che — Quartzite schisteux, parfois massif, à couleur d'altération blanchâtre avec matrice dolomitique

*Charbonneau 1980
**Clark 1936

a b c — Affleurements: a) petits, b) définis, c) en groupe

a b — Contact géologique: a) probable, b) supposé

a b c — Stratification: a) verticale, b) inclinée, c) inclinée avec sommet déterminé

a b — Schistosité S_1: a) verticale, b) inclinée

a b — Clivage de crénulation S_2: a) vertical, b) incliné

a b — Veine: a) verticale, b) inclinée

a b d — Pli P, interprété: a) antiforme déjeté, b) antiforme anticlinal déjeté, c) synforme déjeté, d) synforme synclinal déjeté

Faille interprétée avec sens de décrochement

a PB ZN b PB ZN — Minéralisations: a) plomb et zinc, b) plomb et zinc faiblement disséminés

2 — Indice minéralisé décrit dans le texte

701 — Limites et numéros des lots

Gravière

Courbes de niveau

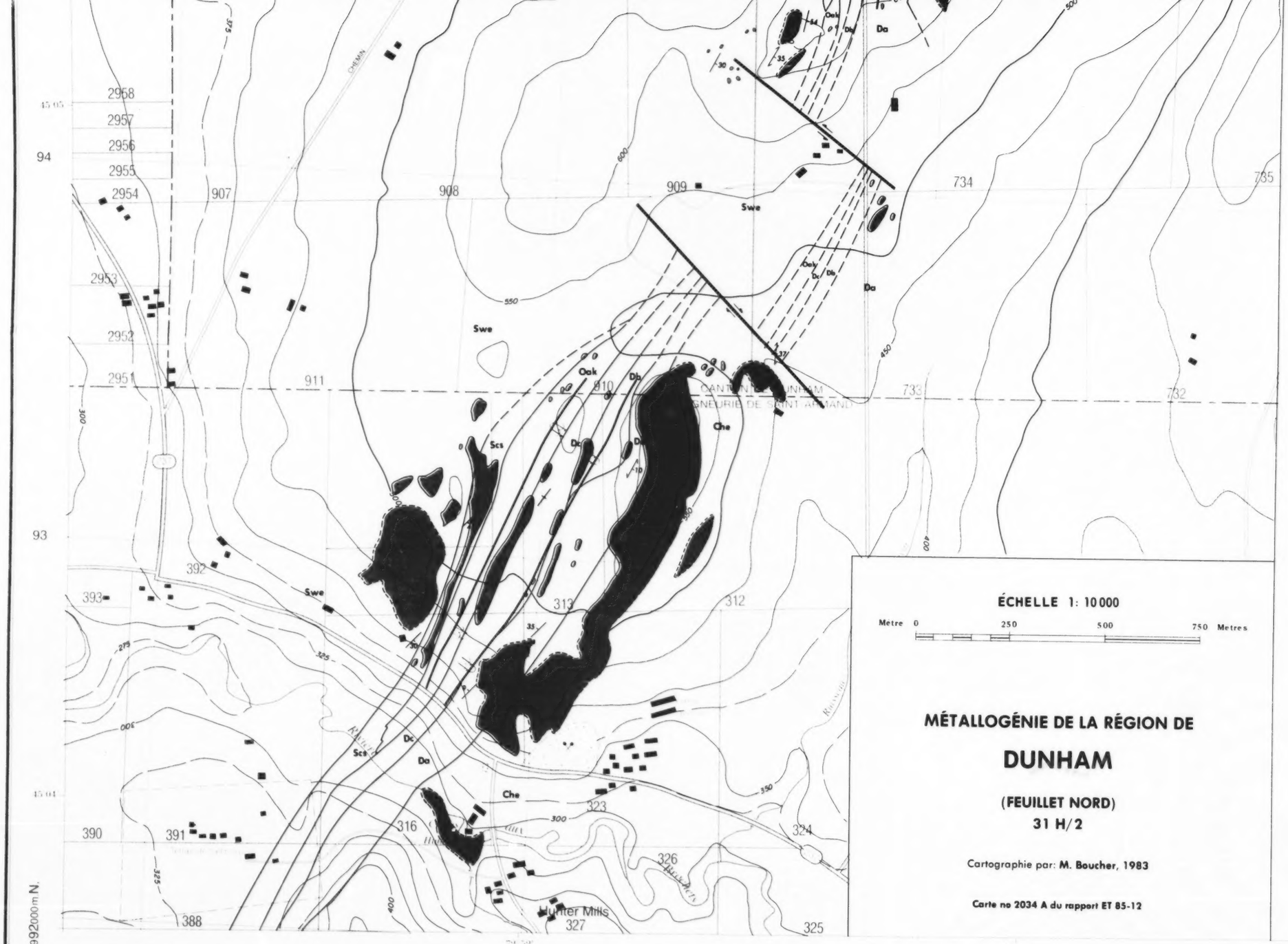
17°W N

Déclinaison magnétique

95

94

4993000 m N



a b c — Affleurements: a) petits; b) definis, c) en groupe

a b — Contact geologique: a) probable, b) suppose

a, b, c — Stratification: a) verticale, b) inclinee; c) inclinee avec sor

Schistosite S_1: a) verticale; b) inclinee

Clivage de crenulation S_2: a) vertical b) incline

Veine: a) verticale; b) inclinée

Pli P_1 interprete: a) antiforme dejete, b) antiforme anticli
c) synforme dejete, d) synforme synclina

Faille interpretee avec sens de decrochement

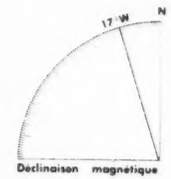
a PB ZN b PB ZN — Mineralisations: a) plomb et zinc b) plomb et zinc faiblem

2 — Indice mineralise decrit dans le texte

701 — Limites et numeros des lots

Graviere

500 — Courbes de niveau



ÉCHELLE 1: 10 000

Mètre 0 250 500 750 Metres

MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION DE

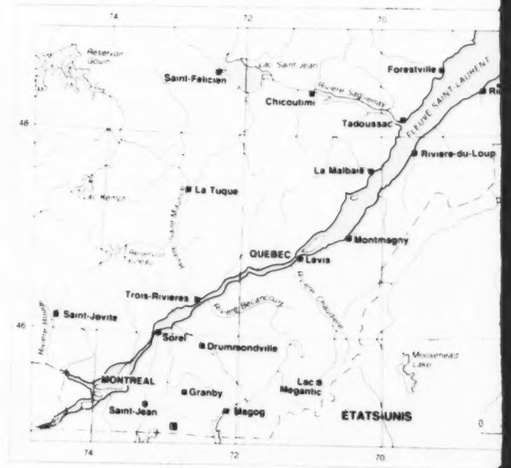
DUNHAM

(FEUILLET NORD)

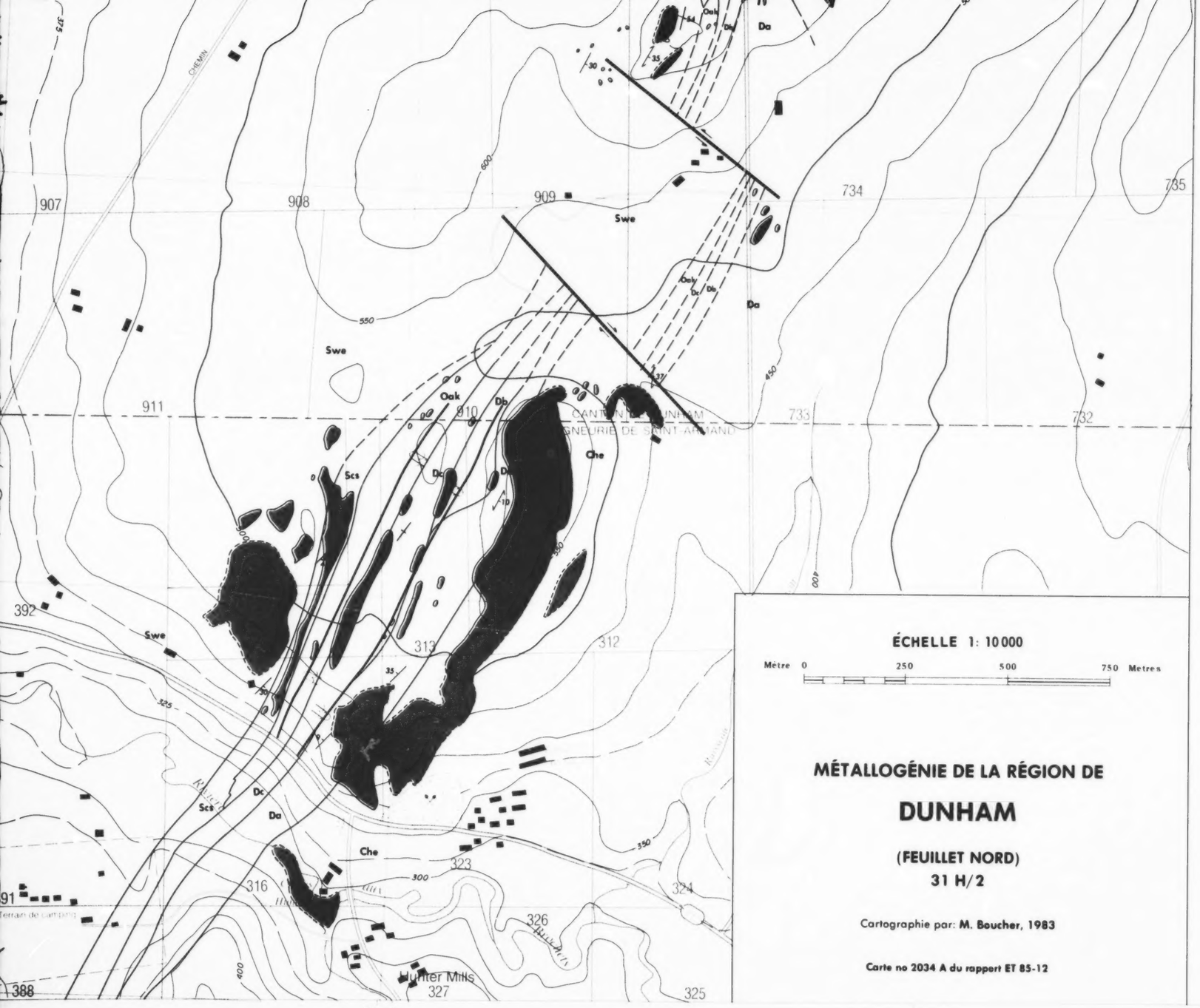
31 H/2

Cartographie par: M. Boucher, 1983

Carte no 2034 A du rapport ET 85-12



La base est une compilation du
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, OTTAWA
légèrement modifiée par le
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, QUÉBEC, 1986



ÉCHELLE 1: 10 000

Mètre 0 250 500 750 Metres

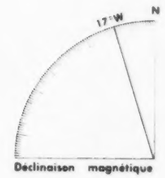
MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION DE DUNHAM

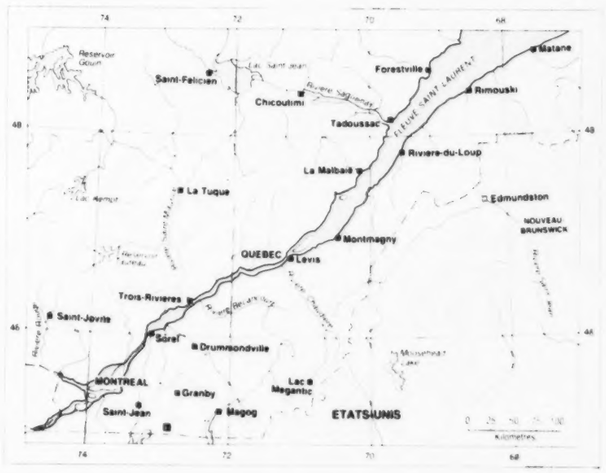
(FEUILLET NORD)
31 H/2

Cartographie par: **M. Boucher, 1983**

Carte no 2034 A du rapport ET 85-12

- Affleurements: a) petits; b) définis; c) en groupe
- Contact géologique: a) probable; b) supposé
- Stratification: a) verticale; b) inclinée; c) inclinée avec sommet déterminé
- Schistosité S_1: a) verticale; b) inclinée
- Clivage de crénulation S_2: a) vertical; b) incliné
- Veine: a) verticale; b) inclinée
- Pli P_1 interprété: a) antiforme déjeté; b) antiforme anticlinal déjeté; c) synforme déjeté; d) synforme synclinal déjeté
- Faille interprétée avec sens de décrochement
- Minéralisations: a) plomb et zinc; b) plomb et zinc faiblement disséminés
- 2 — Indice minéralisé décrit dans le texte
- 701 — Limites et numéros des lots
- Gravière
- Courbes de niveau





68 69 70

671000mE

URCES, OTTAWA
BEC, 1986

GRAPHISME EXÉCUTÉ PAR GÉO-TEXTES, 1986